

**UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID**

**FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS**

**Departamento de Geodinámica**



**TESIS DOCTORAL**

**Factores geológicos-geotécnicos que controlan los deslizamientos  
inducidos por terremotos en zonas de alta y media actividad sísmica:  
caso de El Salvador**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR

PRESENTADA POR

**Ignacio García Flórez**

Directora

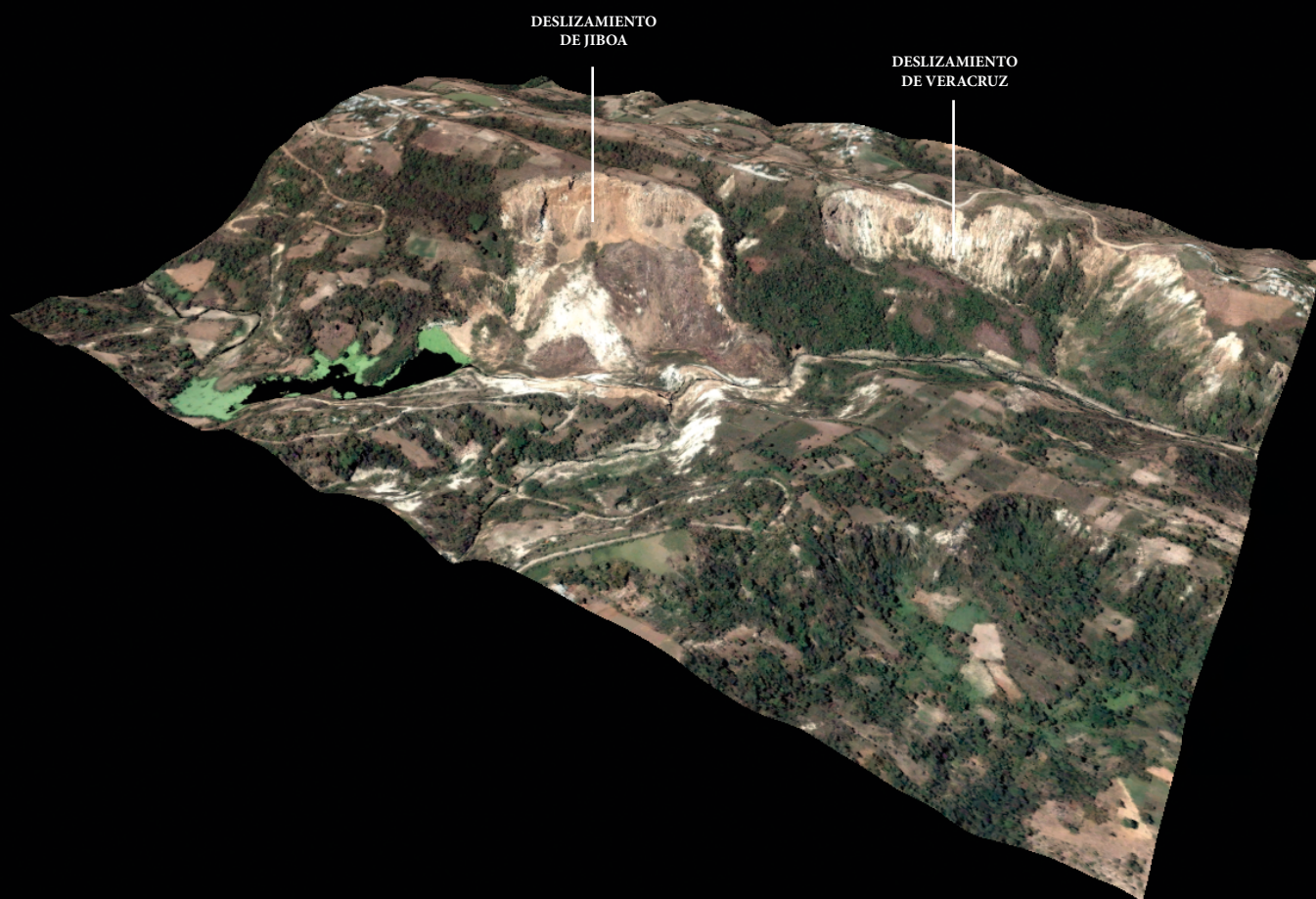
**Meaza Tsige**

**Madrid, 2016**



# **FACTORES GEOLÓGICOS-GEOTÉCNICOS QUE CONTROLAN LOS DESLIZAMIENTOS INDUCIDOS POR TERREMOTOS EN ZONAS DE ALTA Y MEDIA ACTIVIDAD SÍSMICA: CASO DE EL SALVADOR**

**TESIS DOCTORAL**  
**IGNACIO GARCÍA FLÓREZ**



**Departamento de Geodinámica**  
**Facultad de Ciencias Geológicas**  
**Universidad Complutense de Madrid**







# **FACTORES GEOLÓGICOS-GEOTÉCNICOS QUE CONTROLAN LOS DESLIZAMIENTOS INDUCIDOS POR TERREMOTOS EN ZONAS DE ALTA Y MEDIA ACTIVIDAD SÍSMICA: CASO DE EL SALVADOR**

TESIS DOCTORAL

**IGNACIO GARCÍA FLÓREZ**

MEMORIA PRESENTADA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR

MADRID, OCTUBRE DE 2015

Dirigida por la Dra. Meaza Tsige

Departamento de Geodinámica

Facultad de Ciencias Geológicas

Universidad Complutense de Madrid





# **FACTORES GEOLÓGICOS-GEOTÉCNICOS QUE CONTROLAN LOS DESLIZAMIENTOS INDUCIDOS POR TERREMOTOS EN ZONAS DE ALTA Y MEDIA ACTIVIDAD SÍSMICA: CASO DE EL SALVADOR**

TESIS DOCTORAL

**IGNACIO GARCÍA FLÓREZ**

MEMORIA PRESENTADA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR

MADRID, OCTUBRE DE 2015

Tesis Doctoral realizada en el Departamento de Geodinámica de la Universidad  
Complutense de Madrid bajo la dirección de la Dra. Meaza Tsige.

Vº Bº de la directora de la Tesis:

Dra. Meaza Tsige



A mi familia.

Mis padres y mis hermanas.

Por vuestro cariño y  
apoyo incondicional.





# Agradecimientos

La presente Tesis Doctoral representa la culminación del trabajo realizado durante varios años dentro del campo de la geología aplicada y cuyo fin ha sido el de avanzar en el conocimiento y comprensión de las inestabilidades de ladera inducidas sísmicamente en El Salvador.

Como ocurre en la mayoría de los trabajos de investigación, el presentado aquí se ha valido y enriquecido de la ayuda y el apoyo de numerosas personas. Con las líneas que siguen quiero manifestaros mi gratitud.

En primer lugar, deseo expresar mi más profundo agradecimiento a mi directora de Tesis, la Dra. Meaza Tsige. Muchas gracias por confiar en mí y darme la oportunidad de llevar a cabo esta investigación. Gracias por compartir tus conocimientos, por el tiempo invertido, por los consejos y apoyos concedidos sin reservas. Por tu paciencia inagotable y comprensión. Sin tu ayuda esta Tesis no sería realidad.

Agradezco a los dos evaluadores externos la revisión formal de esta Memoria y los comentarios a la misma.

A los compañeros y sobretodo amigos del Departamento y miembros del grupo de investigación de Tectónica Activa, Paleosismicidad y Riesgos Asociados: Carol, Ramón, Juanmi, Josechu, Jorge, Alberto, José y Martín, gracias por vuestra inestimable ayuda durante las campañas de campo en El Salvador y en gabinete. Gracias por los buenos momentos y experiencias que hemos compartido.

Agradezco al Departamento de Geodinámica de la Universidad Complutense de Madrid los medios puestos a mi disposición, especialmente el laboratorio de geotécnica e ingeniería geológica. Gracias Guillermo y Agustín por vuestra colaboración durante el trabajo de laboratorio. De forma especial, quiero darles las gracias a Estefanía y a Jesús por vuestra ayuda en distintos momentos. Gracias también al personal de la Biblioteca de la Facultad de Ciencias Geológica, en especial a Ana, Mariví y Pedro.

Gracias a Manuel Díaz y a todas las personas del SNET (Servicio Nacional de Estudios Territoriales) que han facilitado mi investigación en el territorio salvadoreño a través de permisos y datos. Gracias Daniel por no sólo hacer de chófer sino también de guía. Gracias por tu ayuda y por facilitar el trato con tus compatriotas.

Quiero dar las gracias a todos los profesores y compañeros del Departamento de Geodinámica por su apoyo e interés durante estos años. En particular, la Dra. Rosa Tejero, la Dra. Pilar Llanes, la Dra. Guillermina

Garzón, la Dra. Paloma Fernández, el Dr. Javier Ruiz, el Dr. José Luis Granja, el Dr. Alfonso Muñoz, el Dr. Javier de Pedraza y el Dr. Miguel Ángel Sanz.

Gracias María José Huertas por tu interés en mi investigación y por la ayuda prestada cuando la he necesitado.

Gracias Valle por tu inestimable ayuda con ArcGis, por el entusiasmo mostrado con mis progresos tanto geológicos como aeronáuticos.

Una mención especial merecen mis compañeros becarios y amigos con quienes he compartido el día a día dentro de la Facultad: Alberto Jiménez, Jorge Alonso, Antonio J. Olaiz, Itziar Pérez, Ismael Coronado, Laura M. Parro, Álvaro Martín, Javier Fernández, Francisco Coruña, Xabier Arroyo, María José Escudero, Juncal Cruz, Roselis Salazar, Emma Quijada, Pablo Suárez, Belén Galán, Sonia Campos, Mario Morellón, Laura González, Violeta Borruel, y Maialen López. Gracias por vuestro apoyo, ánimo y empatía. Alberto, Jorge e Ismael, nunca podré pagaros la ayuda que me habéis prestado. Sed conscientes que sin ella esta Tesis no hubiese sido posible. Gracias por vuestra amistad más que demostrada. Gracias por el ejemplo que habéis sido para mí como investigadores.

Finalmente, gracias Papá y Mamá por haberme proporcionado una educación y los medios necesarios para alcanzar esta meta. Gracias por vuestro aliento y sustento incondicional. Gracias Débora, Susana, Ferrán y Marta por vuestro cariño y ánimo. Sin vosotros no hubiese llegado hasta aquí.

A todos, gracias de corazón.

La presente tesis doctoral ha sido realizada en el departamento de Geodinámica de la Universidad Complutense de Madrid bajo la dirección de la Dra. Meaza Tsige. Se enmarca dentro del programa de doctorado en “Geología e Ingeniería Geológica” de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid y forma parte de la actividad del grupo de investigación de “Tectónica Activa, Paleosismicidad y Riesgos Asociados” (UCM-910368). La financiación de los estudios de doctorado ha sido posible gracias a una beca pre-doctoral de Formación de Personal Investigador (convocatoria de 2009) concedida por la Universidad Complutense de Madrid, disfrutada entre Enero de 2010 y Enero de 2014. Además, se ha contado con el respaldo económico del proyecto de investigación GEOTÁCTICA (CGL2009-14405-C02-02) “Analysis of the active tectonics and volcanotectonic interactions in El Salvador using geological, geotechnical and geophysical data”, y con los medios del departamento, especialmente del laboratorio de geotécnica e ingeniería geológica.

# Resumen

Las inestabilidades de ladera son uno de los efectos secundarios de los terremotos más importantes y de mayor repercusión. Las pérdidas económicas y humanas que producen son en ocasiones muy superiores a las derivadas de la propia sacudida. El Salvador, como consecuencia del contexto geológico y geodinámico en el que se enmarca, ha sufrido en los últimos 60 años grandes terremotos destructivos (1951, 1965, 1986, y 2001), debido fundamentalmente a las inestabilidades de ladera inducidas.

Los dos últimos grandes terremotos que ha sufrido El Salvador en Enero y Febrero de 2001 son el ejemplo más reciente. Con un mes de diferencia y génesis distintas, produjeron y reactivaron gran cantidad de inestabilidades de ladera en la mayor parte del país. Cerca de 1.200 personas perdieron la vida, de las cuales casi 500 fueron por causa de las grandes inestabilidades inducidas. La Comisión Económica para América Latina y El Caribe (CEPAL) estimó las pérdidas económicas totales en alrededor de 1.600 millones de dólares, cifra que representa el 12% del PIB del año anterior.

Algunos autores [Keefer, 1984; Rodríguez *et al.*, 1999] han puesto de manifiesto que el número de inestabilidades inducidas por terremotos, así como el área afectada y el volumen de materiales movilizados, parecen ser mayores en El Salvador y en otros países de Centroamérica, en comparación con otras regiones del mundo que sufren sismos de magnitud y características similares. Por otra parte, en El Salvador parece existir una distribución y concentración anómala de las inestabilidades inducidas por terremotos independientemente de la magnitud del sismo, de su distancia al epicentro y origen del terremoto (zona de subducción o Cadena Volcánica).

La presente Tesis Doctoral aborda el estudio de las inestabilidades de ladera inducidas por terremotos en El Salvador. Tiene por objetivo el estudio de la relación y grado de influencia de los factores que controlan los movimientos de ladera, así como la evaluación a nivel regional de la susceptibilidad a sufrir inestabilidades cosísmicas según varios escenarios sísmicos, y definir un umbral numérico de la misma.

Los resultados obtenidos en esta Tesis podrán ser utilizados en trabajos de zonificación de la peligrosidad por inestabilidades inducidas por terremotos, y por tanto en estudios de planificación territorial o mitigación.

El estudio realizado se ha dividido en tres partes.

Primeramente se ha analizado la distribución espacial de las inestabilidades en relación a la geología superficial, a las estructuras tectónicas, a la topografía, la dirección de caída y el comportamiento mecánico de los materiales involucrados.

Dicho estudio ha revelado que la zona de distribución de las inestabilidades producidas durante los terremotos del 13 de Enero y 13 de Febrero de 2001 comprende un área que con orientación Este-Oeste se extiende por la zona central y sur del país. Dicha área coincide con las zonas de distribución de inestabilidades producidas en terremotos históricos. Los alrededores del lago Ilopango constituyen la zona de mayor concentración de inestabilidades tanto en los eventos de 2001 como en los históricos. Se comprueba

que la gran mayoría de las inestabilidades inducidas en los sismos de 2001 fueron superficiales ( $< 10$  m) y los mecanismos de rotura más habituales fueron caídas de rocas y suelos, deslizamientos rotacionales y de bloques, y expansiones laterales en suelos. El volumen de materiales involucrados está limitado por el espesor de los materiales aflorantes considerados blandos (cenizas volcánicas, tobas, piroclastos, etc.) depositados sobre rocas, hecho que propicia la ocurrencia de fenómenos de amplificación. Se ha constatado que algunos de los grandes deslizamientos ocurridos guardan relación con estructuras tectónicas, actuando bien como planos de debilidad o como elementos en los que se producen fenómenos de amplificación de las ondas sísmicas. También se concluye que las estructuras tectónicas pueden haber condicionado en parte las direcciones de caída. Se ha podido establecer una relación entre el comportamiento mecánico de los materiales y la ocurrencia de las inestabilidades, siendo los materiales tipo suelo los más propensos a sufrir deslizamientos cosísmicos. En cuanto a la pendiente topográfica, se ha visto que no es un factor determinante en la distribución y concentración pues tanto en Enero como en Febrero la mayor parte ( $>80\%$ ) se produjo en pendientes inferiores a los  $30^\circ$ .

En la segunda parte, se ha llevado a cabo un análisis a escala regional de susceptibilidad de inestabilidades cosísmicas en El Salvador con el objetivo principal de identificar aquellas zonas que en futuros eventos puedan ser susceptibles a deslizarse. Se han aplicado dos métodos de cálculo: *Newmark* [1965] en sus posteriores modificaciones [Jibson *et al.*, 1998, 2000; Jibson 2007] y Coeficiente de Susceptibilidad [Tsige *et al.*, 2012] que ha sido definido en el marco de la presente Tesis Doctoral. Se han contemplado tres tipos de escenarios sísmicos: reales (correspondientes a los PGA's registrados durante los eventos de 2001); probabilista (PGA calculado para un periodo de retorno de 500 años); y por primera vez en El Salvador, tres escenarios deterministas correspondientes a las PGA's calculadas por Alonso-Henar [2015] para las posibles rupturas de tres segmentos de falla distintos pertenecientes a la principal estructura de deformación del país (ZFES). El estudio ha sido completado considerando el efecto de la amplificación litológica en cada uno de estos escenarios. Los mapas de desplazamiento de Newmark indican que la mayor parte de las inestabilidades producidas en los eventos de 2001 se han producido con valores de  $D_N < 1$  cm, valor que hemos definido como umbral para el análisis de susceptibilidad. Además, este análisis de susceptibilidad ha puesto de manifiesto que ambos métodos de cálculo coinciden en la predicción de la zona de mayor susceptibilidad: zona central del país, en los alrededores del lago Ilopango, entre San Salvador y San Vicente. Dicha zona coincide con la zona de mayor concentración de inestabilidades tanto en los eventos de 2001 como durante los eventos históricos. Tras considerar la amplificación litológica, en todos los escenarios sísmicos contemplados se produce un aumento de las zonas susceptibles, tanto en extensión como en el nivel cualitativo de la susceptibilidad. Como consecuencia, la peligrosidad aumenta en muchas grandes poblaciones del país: San Salvador y San Vicente, y en menor medida en San Miguel.

En la tercera y última parte de la Tesis se ha abordado el estudio de detalle de la estabilidad de una de las grandes inestabilidades ocurridas durante los terremotos de 2001, el deslizamiento de Jiboa, cuyo propósito es el de conocer los factores que han contribuido en su ocurrencia. Las conclusiones a las que se ha llegado son extensibles a los grandes deslizamientos que se han cartografiado en la zona de Jiboa, permitiendo afirmar casi con total seguridad que estos paleodeslizamientos han sido producidos por terremotos. Se han empleado dos métodos de cálculo distintos: equilibrio límite y elementos finitos. Mediante los primeros se ha comprobado que independientemente del método de búsqueda de la superficie de rotura empleado y del método de cálculo escogido la ladera era perfectamente estable antes de la ocurrencia del terremoto. Considerando la sismicidad registrada en el terremoto que lo provocó, se ha comprobado que sigue siendo estable. Como consecuencia, se han planteado dos hipótesis para explicar la inestabilidad: que el PGA haya sido superior al registrado, o que los parámetros resistentes de los materiales que afloran al pie de la ladera (Unidad IV) hayan disminuido por causa de la energía sísmica. El análisis de sensibilidad realizado en los parámetros resistentes de la Unidad IV revela que el deslizamiento de Jiboa se produce con la misma PGA registrada si adquieren unos valores muy inferiores ( $c = 5$  kN/m<sup>2</sup> y  $\phi = 21^\circ$ ) a los que tendría en condiciones estáticas. Por otro lado, en el análisis de sensibilidad del PGA necesario para que se produzca la inestabilidad con los parámetros originales de la Unidad IV, se obtiene un valor de PGA

0,79 g. Según nuestras observaciones tanto en campo como en laboratorio, parece más ajustada la primera hipótesis para explicar la inestabilidad de la ladera de Jiboa.

La aplicación del método de elementos finitos ha permitido proponer un mecanismo de rotura coherente con esta hipótesis. Éste consta de cuatro fases: una inicial, previa a la ocurrencia del terremoto, correspondiente a la condición de equilibrio estático en la que los materiales poseen una resistencia óptima. Una segunda, en la que por la acción sísmica los materiales situados en la base (Unidad IV) colapsan y pasan a funcionar con parámetros inferiores post-sismo. En una tercera se produce el asiento del bloque de materiales situados por encima de la Unidad IV que lleva aparejada la creación de una grieta de tracción en cabecera. En la última fase se produce la rotura progresiva desde el pie hacia la grieta en la cabecera hasta producir el desplazamiento total del bloque.

# Abstract

Landslides are one of major and secondary effects associated to earthquakes because of their impact and repercussion. The economic and human losses that they cause are sometimes even greater than those associated directly with the shaking. El Salvador, because of his geologic and geodynamic setting, has suffered in the last six decades several destructive earthquakes (1951, 1956, 1986, and 2001), due mainly to the induced landslides.

The most recent examples are the two great earthquakes that took place in January and February, 2001. Within one month, and with different origin, they triggered and reactivated a great number of landslides across the country. Nearly 1,200 people died, from which around 500 people lost their lives due to the greater landslides. The Economic Commission for Latin America and the Caribbean (ECLAC) estimated in 1,600 million dollars the economic losses, figure equivalent to 12% of GDP in the previous year.

Some authors [Keefer, 1984; Rodríguez *et al.*, 1999] have stated that the number of earthquake induced landslides together with the area affected and the volume of mobilized materials is greater in El Salvador and in other Central American countries, in comparison with other regions around the world that suffer earthquakes of similar magnitude. Besides, it seems that in El Salvador exist an anomalous distribution and concentration of landslides triggered by earthquakes independently from the magnitude, epicentral distance and origin of the earthquake (subduction trench or volcanic chain).

The present Doctoral Thesis focus on the study of the earthquake induced landslides in El Salvador. The main goal is to study the relationship and grade of influence of the factors that control them, together with a regional susceptibility assessment of co-seismic landslides considering several seismic scenarios, and the definition of a numeric susceptibility threshold.

The results obtained in this Thesis can be applied in studies dealing with seismically induced landslides hazard and risk zoning, and consequently in urban planning studies or mitigation.

The study as such has been structured in three main parts.

Firstly, it has been assessed the spatial distribution of the landslides in relation to the superficial geology, the tectonic structures, the topography, the falling direction and the mechanical behavior of the materials involved.

The study reveals that the area of distribution of the January 13th and February 13th induced landslides extends from East to West, covering the central and southern part of the country. This area coincides with that corresponding to historic earthquakes. The surroundings of Lake Ilopango represent the zone of greater concentration of induced instabilities both in the events of 2001 and in the historic ones. The vast majority of the 2001 induced landslides were shallow (< 10 m) and the most common typologies were rock and soils falls, slumps, rock and soil block slides, and soil lateral spreads. The volume of the affected materials is limited by the thickness of the outcropping lithologies considered as soft (volcanic ashes, tuffs, pyroclastic deposits, etc.) overlying hard rocks, making possible the occurrence of amplification

phenomena. It has been noted that the greater landslides occurred are related to presence of tectonic structures, acting either as shear surface or as elements that favors the amplification of the seismic waves. It has also been noted that these structures may have conditioned in part the falling direction. It has been established as well a relationship between the mechanical behavior of the materials and the occurrence of the instabilities, being the soil type materials more prone to slide during earthquakes. The topographic slope is not a decisive factor controlling the distribution and concentration since both in January and in February the great majority ( $> 80\%$ ) of landslides occurred in slopes inferior to  $30^\circ$ .

In the second part of the Thesis, it has been carried out a regional earthquake induced landslides susceptibility analysis in El Salvador, with the main aim of identifying those zones which in future events can be prone to slide. Two methods have been applied: *Newmark's* [1965] method in its latter modifications [Jibson *et al.*, 1998, 2000; Jibson, 2007], and the Susceptibility Coefficient [Tsige *et al.*, 2012] developed in the context of this Thesis. Three types of seismic scenarios have been contemplated: real ones (corresponding to the PGA's recorded during the 2001 earthquakes); probabilistic (PGA estimated for a return period of 500 years); and for the first time in El Salvador, there deterministic scenarios corresponding to the PGA's calculated by Alonso-Henar [2015] for the possible ruptures of three different segments of the principal deformational structure in the country (ESFZ). The study has been completed taking into account the effect of the lithological amplification in each one of these scenarios. The Newmark displacement maps show that the vast majority of the landslides induced during the 2001 earthquakes have occurred with values of  $D_N < 1$  cm, value which have been established as threshold in the susceptibility analysis. Furthermore, this susceptibility analysis has shown that both methods are coincidental in the prediction of the greater susceptibility zone: central part of the country, around the Lake Ilopango, between San Salvador and San Vicente. This zone is coincidental with the greater concentration zone of instabilities produced both in the 2001 events and with past earthquakes. After considering the lithological amplification, there is an increase of the susceptibility zones, both in terms of extension and in qualitative level. This is observed in all the seismic scenarios. As a consequence, the hazard is greater in many big cities of the country: San Salvador y San Vicente, and to a lesser extent in San Miguel.

In the third and last part of the Thesis, it has been carried out an analysis in detail of the stability of one of the greater instabilities occurred during the 2001 earthquakes, that is, the Jiboa landslide. The purpose is the reckoning of the factors contributing to its occurrence. The conclusions derived are applicable to the greater landslides chartered in the Jiboa zone, making possible to affirm with almost total security that those paleo-landslides were produced by earthquakes. Two different methods have been applied: limit equilibrium and finite elements. By means of the first it has been stated that independently of the method of search of the sliding surface and the computing method chosen, the slope was perfectly stable before the occurrence of the earthquake. Taking into account the recorded seismicity of the earthquake that triggered the landslide, the slope remains stable. Accordingly, two hypotheses were proposed to explain the instability: the PGA must have been greater than the recorded one, or that the resistance parameters of the materials situated at the foot of the slope (Unit IV) have decreased due to the seismic energy released. The sensibility analysis carried out in the resistance parameter of Unit IV reveal that the Jiboa landslide takes place with the PGA recorded if acquiring a much lower values ( $c = 5$  kN/m<sup>2</sup> and  $\phi = 21^\circ$ ) than those in static conditions. On the other hand, the sensibility analysis of the PGA necessary to produce the instability with the original parameters of Unit IV, results in a value of 0,79 g. According to our observations both in field work and in laboratory research, the first hypothesis fits better to explain the Jiboa landslide.

By means of the finite elements method it has been possible to propose a failure mechanism coherent with this hypothesis. It comprises four stages: an initial one, previous to the occurrence of the earthquake, corresponding with the static equilibrium condition in which all the materials have the optimum resistance. A second one, in which by the seismic action the materials situated at the base (Unit IV) collapses and behave with lower post-seismic parameters. In the third stage, takes place a settlement of the block of materials situated above the Unit IV, which entails the occurrence of a traction crack at the head of the slope. The last stage witnesses the progressive failure from the foot towards the crack at the heading till it causes the total displacement of the block.





# Lista de símbolos y abreviaciones

## Símbolos griegos

$\alpha / \alpha_i$	ángulo del plano de deslizamiento o de la base de la rebanada con la horizontal; pendiente de la ladera/talud	$\phi$	ángulo de rozamiento interno
		$\phi'$	ángulo de rozamiento interno efectivo
$\gamma$	peso específico	$\phi_{cu}$	ángulo de rozamiento interno en condiciones de consolidación-no drenado
$\gamma_d$	peso específico seco	$\phi_p$	ángulo de rozamiento interno de pico
$\gamma_{sat}$	peso específico saturado	$\phi_R$	ángulo de rozamiento interno residual
$\gamma_w$	peso específico del agua	$\phi_u$	ángulo de rozamiento interno en condiciones no drenadas
$\theta$	ángulo de inclinación de la fuerza resultante entre rebanadas; ángulo de incidencia	$\psi$	ángulo de dilatancia
$\lambda$	factor de escala de la función $f(x)$ asumida en el método MM-P; longitud de onda	$\Omega$	ángulo central del círculo de deslizamiento
$\nu$	coeficiente de Poisson		
$\nu_d$	coeficiente de Poisson dinámico		
$\xi$	módulo de amortiguamiento		
$\rho$	densidad		
$\rho_0$	densidad del sustrato rocoso		
$\rho_s$	densidad seca		
$\rho_v$	densidad de los materiales superficiales		
$\sigma_1$	esfuerzo mayor total principal		
$\sigma_3$	esfuerzo menor total principal		
$\sigma_p$	resistencia a compresión de pico		
$\sigma_r$	resistencia a compresión residual		
$\sigma_z$	esfuerzo principal perpendicular al plano de rotura		
$\tau$	resistencia de corte; esfuerzo de cizalla		

## Símbolos romanos

$A_b$	coeficiente de absorción	$f_0$	factor empírico de corrección en el método MJC
$a_c$	aceleración crítica	$G$	módulo de cizalla o corte
$b / b_i$	anchura de la rebanada	$G_s$	gravedad específica
$C_c$	coeficiente de curvatura	$g$	aceleración debida a la gravedad
$C_u$	coeficiente de uniformidad	$h_i$	altura media de la rebanada desde la SS; espesor de material
$c$	cohesión (total)	$I$	índice de colapso
$c'$	cohesión efectiva	$I_A$	intensidad de Arias
$c_{cu}$	cohesión en condiciones de consolidación-no drenado	$I_C$	potencial porcentual de colapso
$c_p$	cohesión de pico	$K_h$	coeficiente sísmico horizontal
$c_R$	cohesión residual	$K_s$	coeficiente sísmico
$c_u$	cohesión en condiciones no drenadas	$K_v$	coeficiente sísmico vertical
$D_N$	desplazamiento de Newmark	$K_0$	coeficiente de empuje de tierra en reposo
$E$	módulo de Young	$L$	onda Love
$E_d$	módulo de Young dinámico	$l / l_i$	longitud de la base de la rebanada
$E_p$	módulo de Young de pico	$M$	magnitud; momento
$E_r$	módulo de Young residual	$M_L$	magnitud Richter
$E / E_i, E_{i+1}$	fuerza normal entre rebanadas / resultantes de las tensiones normales en las caras verticales a uno y otro lado de la rebanada	$M_s$	magnitud ondas de superficie
$e$	índice de huecos	$M_w$	magnitud momento
$F$	fuerza	$m$	porcentaje de columna de terreno inestable bajo el nivel freático
$F_0$	frecuencia a la que se produce la amplificación	$m_a$	factor implícito en el cálculo del factor de amplificación
$F_a$	factor de amplificación	$m_b$	magnitud de ondas de cuerpo
$F_h$	fuerza sísmica horizontal	$N$	fuerza normal actuante en la SS
$F_s$	fuerza sísmica	$N' / N'_i$	resultante de las tensiones efectivas normales en la base de la rebanada
$F_v$	fuerza sísmica vertical	$n$	índice de poros; número de rebanadas en la que se divide la masa deslizante
$f(x)$	función de la fuerza entre rebanadas que varía continuamente a lo largo de la superficie de rotura definida en el método MM-P	$O$	centro del círculo de deslizamiento
		$P$	onda compresiva; fuerza normal en la base de la rebanada

R	onda Rayleigh; coeficiente de correlación; radio del círculo de deslizamiento
S	fuerza de cizalla actuante en la base de una rebanada o a lo largo de la superficie de rotura; onda de cizalla
$S_m/S_{m,i}$	resultante de las tensiones tangenciales movilizadas en la base de la rebanada
t	profundidad de la superficie de rotura
T	duración total del acelerograma; fuerza de cizalla entre rebanadas
$U_i$	resultante de las presiones intersticiales que actúan en la base de la rebanada
u	presión de poro; intersticial
V	velocidad; volumen
$V_0$	velocidad de corte del sustrato rocoso
$V_p$	velocidad de ondas de compresión
$V_s$	velocidad de ondas de corte
$W / W_i$	peso de cada rebanada / de la masa deslizante; humedad
$X / X_i, X_{i+1}$	fuerza de cizalla entre rebanadas / resultantes de las tensiones tangenciales en las caras verticales de uno y otro lado de la rebanada
$x_i$	brazo del peso de la rebanada con respecto al centro del círculo

## Abreviaciones

<b>AO</b>	Agregado Orientado		
<b>AO+EG</b>	Agregado Orientado solvatado en Etilenglico	<b>GPS</b>	Global Positioning System (Sistema de Posicionamiento Global)
<b>AO+TT</b>	Agregado Orientado Tratado Térmicamente	<b>GU</b>	Guatemala
<b>AOST</b>	Agregado Orientado Sin Tratamiento	<b>I<sub>MM</sub></b>	Intensidad en la escala Mercalli Modificada
<b>ASTM</b>	American Society for Testing and Materials	<b>IP</b>	Índice de Plasticidad
<b>CAI</b>	Centro de Asistencia a la Investigación	<b>ISSS</b>	International Society of Soil Science
<b>CCT</b>	Central Chortís Terrane (Terreno Central de Chortís)	<b>LL</b>	Límite Líquido
<b>CEPAL</b>	Comisión Económica para América Latina y el Caribe	<b>LP</b>	Límite Plástico
<b>CLIP</b>	Caribbean Large Igneous Province (Gran Provincia Ígnea del Caribe)	<b>MA</b>	Managua
<b>CPT</b>	Cone Penetration Test (ensayo de penetración estática)	<b>MASW</b>	Multichannel Analysis of Surface Waves (análisis multicanal de ondas de superficie)
<b>CSU</b>	Coeficiente de Susceptibilidad	<b>MDE</b>	Modelo Digital de Elevación
<b>DEM</b>	Digital Elevation Model (Modelo Digital de Elevación)	<b>MEB</b>	Microscopio Electrónico de Barrido
<b>DH</b>	Down-Hole	<b>MEF</b>	Método de Elementos Finitos
<b>DJ</b>	Deslizamiento Jiboa	<b>MEL</b>	Método de Equilibrio Límite
<b>DRX</b>	Difracción de Rayos X	<b>MGJ</b>	Método Generalizado de Janbu
<b>ECT</b>	Eastern Chortís Terrane (Terreno Oriental de Chortís)	<b>MJC</b>	Método de Janbu Corregido
<b>EF</b>	Elemento Finito	<b>M<sub>L</sub></b>	Magnitud Richter
<b>EL</b>	Equilibrio Límite	<b>MM-P</b>	Método de Morgenstern-Price
<b>Fm</b>	Formación	<b>M<sub>s</sub></b>	Magnitud de ondas superficiales (Rayleigh)
<b>FS</b>	Factor de Seguridad	<b>MSB</b>	Método Simplificado de Bishop
<b>FS<sub>f</sub></b>	Factor de Seguridad determinado a partir del equilibrio de fuerzas	<b>MSJ</b>	Método Simplificado de Janbu
<b>FS<sub>m</sub></b>	Factor de Seguridad determinado a partir del equilibrio de momentos	<b>M<sub>w</sub></b>	Magnitud momento
<b>GLE</b>	General Limit Equilibrium	<b>PGA</b>	Peak Ground Acceleration / Aceleración de Pico del Terreno
		<b>PMFS</b>	Polochic-Motagua Fault System
		<b>QAPF</b>	Diagrama de clasificación de rocas ígneas
		<b>SCT</b>	Southern Chortís Terrane (Terreno Meridional de Chortís)

<b>SIG</b>	Sistema de Información Geográfica
<b>SJ</b>	San José
<b>SNET</b>	Servicio Nacional de Estudios Territoriales
<b>SPT</b>	Standard Penetration Test (ensayo de penetración estándar)
<b>SRF</b>	Strenght Reduction Factor (Factor de Reducción de Resistencia)
<b>SRTM</b>	Shuttle Radar Topography Mission (Misión Topográfica Shuttle Radar)
<b>SS</b>	Shear Surface (superficie de cizalla); San Salvador
<b>SSR</b>	Shear Strenght Reduction (Reducción de Resistencia de Cizalla)
<b>SUCS</b>	Sistema Unificado de Clasificación de Suelos
<b>TB</b>	Tierra Blanca Joven
<b>TE</b>	Tegucigalpa
<b>TMS</b>	Tomografía Sísmica
<b>UCM</b>	Universidad Complutense de Madrid
<b>UNE</b>	Una Norma Española
<b>USGS</b>	United States Geological Survey
<b>WP/WLI</b>	Working Party on World Landslide Inventory
<b>ZFES</b>	Zona de Falla de El Salvador



# Índice

<b>Agradecimientos</b> .....	<b>VII</b>
<b>Resumen</b> .....	<b>IX</b>
<b>Abstract</b> .....	<b>XII</b>
<b>Símbolos y abreviaciones</b> .....	<b>XV</b>
<b>Índice general</b> .....	<b>XXI</b>
<b>Índice de figuras</b> .....	<b>XXVI</b>
<b>Índice de tablas</b> .....	<b>XXIII</b>

<b>Capítulo 1. Introducción, objetivos y estructura de la Tesis</b> .....	<b>1</b>
1.1. Interés del tema objeto de estudio .....	1
1.2. Introducción y antecedentes .....	2
1.3. Objetivos de la Tesis .....	9
1.4. Estructuración de la Tesis .....	10
<b>Capítulo 2. Contexto geodinámico, geológico y sismológico de El Salvador</b> .....	<b>11</b>
2.1. Introducción .....	11
2.2. Estratigrafía y vulcanismo del bloque de Chortís .....	11
2.3. Tectónica y estructura del bloque de Chortís .....	15
2.4. Unidades geomorfológicas de El Salvador .....	18
2.5. Geología y estratigrafía de El Salvador .....	20
2.6. Tectónica y estructura de El Salvador .....	26
2.7. Sismicidad en El Salvador .....	28
2.8. Terremotos históricos y recientes en El Salvador que han producido inestabilidades de ladera .....	30

<b>Capítulo 3. Metodología</b>	<b>41</b>
3.1. Recopilación y obtención de datos	41
3.2. Caracterización geotécnica de los materiales involucrados en las inestabilidades de ladera	41
3.2.1. Sondeos, calicatas y muestreo	41
3.2.2. Prospección geofísica	44
3.2.3. Ensayos de laboratorio	45
3.3. Análisis de susceptibilidad de inestabilidades de ladera en El Salvador	50
3.3.1. Método de Newmark	50
3.3.2. Aplicación en El Salvador del método de Newmark modificado	54
3.3.2.1. Estimación del desplazamiento de Newmark a partir de la intensidad de Arias ( $I_A$ )	55
3.3.2.2. Estimación del desplazamiento de Newmark a partir de la relación de aceleración crítica ( $a_c/PGA$ )	56
3.3.3. Estimación del Coeficiente de Susceptibilidad (CSU)	57
3.3.4. Escenarios sísmicos contemplados	58
3.3.5. Efecto sitio: amplificación litológica	60
3.3.5.1. Datos y metodología para el cálculo de la amplificación litológica	60
3.4. Análisis de estabilidad de una de las grandes inestabilidades: deslizamiento de Jiboa	62
3.4.1. Métodos de equilibrio límite empleados	62
3.4.2. Método de elementos finitos	65
 <b>Capítulo 4. Inestabilidades de ladera inducidas por terremotos en El Salvador: análisis de su distribución y concentración</b>	 <b>67</b>
4.1. Introducción	67
4.2. Distribución espacial de las inestabilidades	79
4.3. Litologías involucradas en las inestabilidades	83
4.4. Relación entre las inestabilidades y la pendiente topográfica	93



4.5. Orientación de caída	95
<b>Capítulo 5. Análisis de susceptibilidad de inestabilidades de ladera cosísmicas en El Salvador</b>	<b>97</b>
5.1. Introducción	97
5.2. Análisis de susceptibilidad mediante la aplicación del método de Newmark modificado	98
5.2.1. Factor de seguridad (FS)	99
5.2.2. Aceleración crítica ( $a_c$ )	106
5.2.3. Desplazamiento de Newmark ( $D_N$ )	107
5.2.3.1. Estimación del desplazamiento de Newmark a partir de la intensidad de Arias ( $I_A$ )	107
5.2.3.2. Estimación del desplazamiento de Newmark a partir de la relación de aceleración crítica ( $a_c/PGA$ )	110
5.3. Análisis de susceptibilidad mediante la aplicación del método basado en el Coeficiente de Susceptibilidad (CSU)	110
5.4. Escenarios sísmicos	110
5.5. Efecto sitio: amplificación litológica	112
5.6. Resultados	116
5.6.1. Mapas de susceptibilidad obtenidos mediante el método de Newmark modificado	116
5.6.2. Mapas de susceptibilidad obtenidos mediante el método del CSU	128
5.7. Discusión	138
5.7.1. Observaciones del método de Newmark modificado	138
5.7.2. Observaciones del método basado en el CSU	138
5.7.3. Observaciones tras comparar los mapas de susceptibilidad obtenidos mediante los dos métodos con el inventario de inestabilidades de los eventos de 2001	139
<b>Capítulo 6. Análisis de estabilidad del deslizamiento de Jiboa</b>	<b>141</b>
6.1. Introducción	141
6.2. Descripción y caracterización del deslizamiento de Jiboa (DJ)	144

6.2.1. Caracterización geológico-geotécnica de los materiales involucrados en el deslizamiento de Jiboa y modelo geológico-geotécnico derivado .....	147
6.2.1.1. Descripción de los materiales involucrados en el deslizamiento de Jiboa .....	147
6.3. Análisis de estabilidad del deslizamiento de Jiboa .....	154
6.3.1. Análisis de estabilidad en condiciones estáticas mediante los métodos de equilibrio límite ( <i>Slide</i> ) .....	155
6.3.1.1. Rotura circular .....	156
6.3.1.2. Rotura no circular .....	160
6.3.1.3. Análisis de sensibilidad y grado de influencia de los distintos parámetros en el FS .....	163
6.3.2. Análisis de estabilidad en condiciones pseudo-estáticas mediante los métodos de equilibrio límite ( <i>Slide</i> ) .....	170
6.3.3. Análisis de estabilidad mediante el método de Elementos Finitos ( <i>Phase<sup>2</sup></i> ) .....	175
6.3.3.1. Elección del coeficiente de empuje en reposo ( $K_0$ ) .....	177
6.3.3.2. Efecto del tamaño de los elementos de la malla .....	179
6.3.3.3. Análisis pseudo-estático .....	180
6.3.3.4. Ajuste de los parámetros elásticos y resistentes. Modelos finales .....	182
6.4. Mecanismo de rotura propuesto .....	187
<b>Capítulo 7. Discusión y conclusiones .....</b>	<b>189</b>
7.1. Discusión .....	189
7.2. Conclusiones .....	192
7.2.1. Análisis de los factores que controlan las inestabilidades inducidas por terremotos en El Salvador .....	192
7.2.2. Análisis de susceptibilidad regional de inestabilidades inducidas .....	194
7.2.3. Análisis de estabilidad de la ladera de Jiboa .....	195
7.3. Futuras líneas de investigación .....	197

**Bibliografía** ..... **199**

**ANEXOS** ..... **213**

    Anexo I. Sondeos y calicatas ..... 213

    Anexo II. Ensayos de prospección geofísica ..... 245

    Anexo III. Láminas delgadas e imágenes de microscopía electrónica ..... 263

    Anexo IV. Ensayos geotécnicos ..... 279

# Índice de figuras

## En capítulos

1.1 (a) Contexto geográfico de El Salvador. BE: Belice; GU: Guatemala; SS: San Salvador; TE: Tegucigalpa; MA: Managua; SJ: San José; PA: Panamá. (b) Mapa político de El Salvador. [United Nations, 2004].	3
1.2 Número de víctimas producidas en El Salvador como consecuencia de diversos fenómenos naturales para el periodo 1900-2012. [DesInventar, 2015].	4
1.3 Ejemplo de las inestabilidades ocurridas durante el paso de huracanes en El Salvador. (a) Deslizamiento de El Pinar (Mitch, 1998). Tuvo gran repercusión pues destruyó la única escuela de la zona. (b) Deslizamiento de Zompopera (Mitch, 1998), actualmente activo. Fotos de Crone <i>et al.</i> [2001]. (c) Flujos en las laderas del volcán San Vicente (Ida, 2009). (d) Población de Verapaz afectada por los flujos procedentes del volcán San Vicente (Ida, 2009). Fotos DGOA MARN (antiguo SNET).	5
1.4 Ejemplos de algunos de las grandes inestabilidades de laderas y taludes ocurridas durante los terremotos de Enero y Febrero de 2001 en El Salvador: (a) Las Colinas; (b) La Curva de la Leona; (c) El Desagüe; (d) Jiboa. [Fotos del USGS].	8
2.1 Mapa de la región del Mar Caribe, Álvarez-Gómez [2009].	12
2.2 Distribución de los terrenos definidos en el bloque de Chortís por Rogers <i>et al.</i> [2007]. CCT: Terreno Central de Chortís, <i>Central Chortis Terrane</i> ; SCT: Terreno Meridional de Chortís, <i>Southern Chortis Terrane</i> ; ECT: Terreno Oriental de Chortís, <i>Eastern Chortis Terrane</i> ; CLIP: Gran Provincia Ígnea del Caribe, <i>Caribbean Large Igneous Province</i> .	13
2.3 Mapa de la situación de los centros volcánicos del arco (triángulos). Los puntos negros representan las principales ciudades, GU: Guatemala; SS: San Salvador; TE: Tegucigalpa; MA: Managua; SJ: San José; Carr <i>et al.</i> [2007].	14
2.4 Sección esquemática mostrando las relaciones estratigráficas de las ignimbritas del Cuaternario Superior. Modificado de Rose <i>et al.</i> [1999]. Tomada de Alonso-Henar [2015].	15
2.5 Mapa mostrando la localización y traza de las principales zonas y estructuras. Álvarez-Gómez [2009].	16
2.6 Mapa de unidades geomorfológicas SNET [2006].	19
2.7 Mapa geocronológico de El Salvador.	21
2.8 Mapa geológico de El Salvador. Bosse <i>et al.</i> [1978].	21
2.9 Cuadro resumen de las formaciones y unidades geológicas de El Salvador, Bosse <i>et al.</i> [1978].	22

2.10 Columna estratigráfica de síntesis de las formaciones litológicas de El Salvador. <i>Hernández</i> [2004]. .....	23
2.11 Formación Bálsamo. Material brechificado con bloques heterométricos andesíticos dentro de una masa de cenizas volcánicas. ....	24
2.12 Formación Cuscatlán. Intercalaciones de ignimbritas, cenizas y paleosuelos. Se caracteriza por estar afectada por una intensa fracturación y por la presencia de paleosuelos. ....	25
2.13 (a) Talud abierto a 90° gracias a la elevada cohesión aparente que presentan los piroclastos de la Unidad Tierra Blanca Joven. (b) Toba Color Café extraída de una de las calicatas. ....	25
2.14 Modelo digital de elevación (MDE) con las principales fallas activas y los segmentos que componen la Zona de Falla de El Salvador. <i>Canora-Catalán</i> [2011]. ....	27
2.15 Proyección, según la magnitud $M_w$ , de la sismicidad ocurrida en El Salvador desde 1524 hasta 2013. Los datos de los terremotos proceden de la bibliografía citada en la Tabla 2.1. ....	28
2.16 Registros de movimientos fuertes obtenidos en San Salvador para los sismos del 19 de Junio de 1982 (evento de subducción; acelerogramas de la izquierda) y el 10 de Octubre de 1986 (evento de arco volcánico; acelerogramas de la derecha), mostrando las diferencias entre los dos tipos de movimiento. <i>Bommer et al.</i> [1998]. ....	29
2.17 Terremotos históricos (S. XX y XXI) incluidos en la Tabla 2.1 (círculos blancos) y epicentros instrumentales con $M_s > 2,5$ del periodo 1977-2001 (puntos amarillos) extraídos del catálogo del US Geological Survey-National Earthquake Information Center (USGS-NEIC). Los mecanismos focales son de los eventos con $M_w > 5,5$ del periodo 1977-2001 extraídos del catálogo Global Centroid-Moment-Tensor (CMT). ZFES—Zona de Falla de El Salvador; SA- Santa Ana; SS- San Salvador; LI- Lago Ilopango; SM- San Miguel. <i>Martínez-Díaz et al.</i> [2004]. ....	30
2.18 Áreas afectadas por inestabilidades de ladera producidas por terremotos históricos [ <i>Rymer y White</i> , 1989]. Las líneas rojas delimitan las zonas afectadas por las inestabilidades inducidas durante los terremotos de 2001. LI: Lago Ilopango; SS: San Salvador. ....	31
3.1 Ubicación de los trabajos de investigación <i>in situ</i> realizados en la zona de mayor concentración de inestabilidades. ....	42
3.2 Emplazamientos de los sondeos S-1 (izquierda) y S-2 (derecha). ....	42
3.3 Calicatas C-1 (izquierda), C-2 (centro) y C-3 (derecha). ....	43
3.4 Lugar de muestreo en el plano de rotura de Jiboa. El círculo amarillo rodea dos personas que sirven de escala y señalan el punto aproximado de muestreo. ....	43
3.5 Ensayos <i>in situ</i> y lugares de muestreo. Perfil en relación al perfil topográfico de la inestabilidad de Jiboa.	
3.6 Fotografías del ensayo <i>down-hole</i> realizado en el sondeo S-2 y diagrama esquemático del mismo en el que se muestran los diferentes tipos de ondas sísmicas analizadas y la forma de generarlas. •	44
3.7 Diagrama de fases esquemático de un suelo natural. ....	45
3.8 Imágenes de MEB de la muestra MZN-1a sin tratar con resina y con tratamiento. ....	48
3.9 Modelo de bloque deslizante empleado en el análisis de <i>Newmark</i> [1965]. ....	49
3.10 Doble integración para el cálculo del desplazamiento de <i>Newmark</i> [1965]. [ <i>Jibson</i> , 2007]. ....	51
3.11 Diagrama de flujo en el que se muestran los pasos y los datos necesarios en un análisis de estabilidad de laderas en condiciones dinámicas según el método de <i>Newmark</i> [1965]. ....	56
3.12 Representación gráfica del logaritmo del desplazamiento de <i>Newmark</i> ( $D_N$ ) frente a la relación de aceleración crítica. Las curvas son los resultados de otros estudios. [ <i>Jibson</i> , 2007]. ....	57

3.13 Diagrama de los métodos de estudio de la estabilidad de taludes más comunes. En negro están los métodos utilizados en la tesis. ....	63
3.14 Geometría de una rebanada y fuerzas actuantes. ....	64
4.1 (a) Imagen satélite de El Salvador. (b) Cartografía de los escarpes en la zona de mayor concentración de inestabilidades de ladera producidas por el terremoto de Febrero del 2001. En la esquina superior izquierda se ve el Lago de Ilopango. En amarillo se identifican los denominados paleodeslizamientos, mientras que en rojo están los escarpes producidos en el 2001. Nótese que no existe una orientación preferente de las inestabilidades. (Escala 1:20.000). ....	69
4.2 Áreas de concentración de inestabilidades inducidas por terremotos en El Salvador. Los puntos representan las inestabilidades del inventario del año 2001 (tablas 4.1a y b) y las áreas de colores, las zonas de concentración de inestabilidades producidas durante terremotos históricos. ....	79
4.3 Ejemplos de deslizamientos con mecanismos de rotura complejos: (a) Deslizamiento de Las Colinas. (b) Deslizamiento de La Leona. ....	80
4.4 Unidad Tierra Blanca de la Formación San Salvador. ....	80
4.5 Materiales de la Formación Cuscatlán. ....	81
4.6 Grandes inestabilidades producidas por el terremoto de Enero: (a) Deslizamiento de Jiboa. (b) Deslizamiento de El Desagüe. (c) Deslizamiento de la Quebrada El Muerto. (d) Deslizamiento de la Quebrada El Blanco. ....	81
4.7 Mapa de las principales estructuras tectónicas en relación a las inestabilidades inducidas por los sismos de Enero y Febrero de 2011 y características de las más grandes. ....	82
4.8 Mapa geológico de El Salvador [Bosse <i>et al.</i> , 1978] con la proyección de las inestabilidades inducidas por los dos terremotos del año 2001 contenidas en el inventario. ....	83
4.9 Porcentaje de inestabilidades producidas en materiales con comportamientos extremos de roca/suelo durante los terremotos de 2001 en El Salvador. ....	84
4.10 Tipos y porcentajes de inestabilidades producidas en roca durante los sismos del año 2001 en El Salvador. ....	85
4.11 Tipos y porcentajes de deslizamientos no coherentes y caídas en roca inducidos durante los terremotos de 2001 en El Salvador. ....	86
4.12 Tipos y porcentajes de inestabilidades producidas en suelo durante los sismos del año 2001 en El Salvador. ....	86
4.13 Tipos y porcentajes de deslizamientos no coherentes y caídas en suelo inducidos durante los terremotos de 2001 en El Salvador. ....	87
4.14 Tipos y porcentajes de expansiones laterales y flujos inducidos durante los terremotos de 2001 en El Salvador. ....	87
4.15 Litologías afectadas en cada mecanismo de inestabilidad inducida por los sismos del 13 de Enero y 13 de Febrero de 2001. ....	89
4.16 Mapa de pendientes de El Salvador e inestabilidades inventariadas ocurridas durante los terremotos de Enero y Febrero de 2001. ....	93
4.17 Rangos de pendientes más frecuentes en los que se produjeron las inestabilidades de ladera durante los terremotos del año 2001. ....	94
4.18 Rangos de pendientes más frecuentes en los que se produjeron las inestabilidades de ladera durante los terremotos del año 2001 distinguiendo el comportamiento mecánico de los materiales. ...	95

4.19 Orientaciones de caída/desplazamiento de las inestabilidades inducidas por el terremoto del (a) 13 de Enero y (b) del 13 de Febrero de 2001.	96
5.1 Mapa geotécnico de El Salvador elaborado a partir del geológico [Bosse <i>et al.</i> , 1978].	99
5.2 Mapas de peso específico asignado a cada grupo geotécnico.	99
5.3 Mapa de cohesión asignada a cada grupo geotécnico.	103
5.4 Mapa de ángulo de rozamiento interno asignado a cada grupo geotécnico.	103
5.5 Mapa de pendientes de El Salvador elaborado a partir del modelo digital de elevación SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) de 30 m de resolución.	104
5.6 Mapa de factor de seguridad estático (FS) de El Salvador.	105
5.7 Mapa de aceleración crítica ( $a_c$ ) de El Salvador.	107
5.8 Mapas de intensidad de Arias ( $I_A$ ) de El Salvador. Escenarios sísmicos del (a) 13 de Enero y del (b) 13 de Febrero de 2001.	109
5.9 Mapa de amenaza sísmica de El Salvador expresada en términos de PGA (gal) para un periodo de retorno de 500 años. [Benito y Torres, 2009].	110
5.10 Mapas de PGA para los escenarios sísmicos correspondientes a los terremotos ocurridos el (a) 13 de Enero (b) y el 13 de Febrero de 2001.	111
5.11 Mapas de PGA para los escenarios sísmicos propuestos por Alonso-Henar [2014]. SV: San Vicente; Lp: Lempa; ET: El Triunfo. [Alonso-Henar, 2015].	112
5.12 Mapa de PGA amplificada por efecto litológico para el escenario sísmico probabilista para un periodo de retorno de 500 años.	113
5.13 Mapas de PGA amplificada por efecto litológico para los escenarios sísmicos correspondientes a los terremotos ocurridos el (a) 13 de Enero (b) y el 13 de Febrero de 2001.	113
5.14 Mapas de PGA amplificada por efecto litológico para los escenarios sísmicos correspondientes a la ruptura de (a) Guaycume, (b) El Triunfo, (c) San Vicente-Lempa-El Triunfo.	115
5.15 Mapas de desplazamiento de Newmark estimados a partir de la intensidad de Arias ( $I_A$ ) para el escenario del 13 de Enero de 2001 mediante las expresiones de (a) Jibson <i>et al.</i> [1998, 2000] y (b) Jibson [2007].	117
5.16 Mapas de desplazamiento de Newmark estimados a partir de la intensidad de Arias ( $I_A$ ) para el escenario del 13 de Febrero de 2001 mediante las expresiones de (a) Jibson <i>et al.</i> [1998, 2000] y (b) Jibson [2007].	118
5.17 Mapas de desplazamiento de Newmark estimados a partir de la relación de aceleración ( $a_c$ /PGA) mediante la expresión de Jibson [2007] para el escenario del (a) 13 de Enero de 2001 y el (b) 13 de Febrero de 2001.	120
5.18 Mapas de desplazamiento de Newmark estimados a partir de la relación de aceleración ( $a_c$ /PGA) mediante la expresión de Jibson [2007] considerando el PGA amplificado en el escenario del (a) 13 de Enero de 2001 y en el del (b) 13 de Febrero de 2001.	122
5.19 Mapa de desplazamiento de Newmark ( $D_N$ ) de El Salvador tras considerar el escenario sísmico correspondiente al (a) PGA calculado para el periodo de retorno de 500 años, y (b) al PGA amplificado por efecto litológico para el mismo periodo de retorno.	124
5.20 Mapas de desplazamiento de Newmark ( $D_N$ ) de El Salvador para los escenarios sísmicos correspondientes a las rupturas de (a) Guaycume, (b) El Triunfo, y (c) San Vicente-Lempa-El Triunfo.	126

5.21 Mapas de desplazamiento de Newmark ( $D_N$ ) tras considerar el efecto de amplificación litológica en los escenarios sísmicos correspondientes a la ruptura de (a) Guaycume, (b) El Triunfo, y (c) San Vicente-Lempa-El Triunfo.	128
5.22 Mapas de coeficiente de susceptibilidad (CSU) de El Salvador para los escenarios sísmicos correspondientes al PGA (a) registrado el 13 de Enero de 2001 y (b) registrado el 13 de Febrero de 2001.	129
5.23 Mapas de coeficiente de susceptibilidad (CSU) de El Salvador para los escenarios sísmicos correspondientes al PGA (a) registrado el 13 de Enero de 2001 y amplificado, (b) registrado el 13 de Febrero de 2001 y amplificado.	131
5.24 Mapas de coeficiente de susceptibilidad (CSU) de El Salvador para el escenario sísmico correspondiente al (a) PGA calculado para un periodo de retorno de 500 años, y (b) al PGA amplificado.	133
5.25 Mapas de coeficiente de susceptibilidad (CSU) de El Salvador para los escenarios sísmicos correspondientes al PGA (a) calculado para la ruptura de Guaycume, (b) calculado para la ruptura de El Triunfo, y (c) calculado para la ruptura de San Vicente-Lempa-El Triunfo.	135
5.26 Mapas de coeficiente de susceptibilidad (CSU) de El Salvador tras considerar el efecto de amplificación litológica en los escenarios sísmicos correspondientes a la ruptura de (a) Guaycume, (b) El Triunfo, (c) San Vicente-Lempa-El Triunfo.	137
5.27 Diagramas de frecuencias de los rangos de valores de CSU para las inestabilidades ocurridas con los terremotos del (a) 13 de Enero y (b) del 13 de Febrero de 2001 en El Salvador.	139
5.28 Diagramas de frecuencias de los rangos de valores de CSU, contemplando la amplificación del PGA, para las inestabilidades ocurridas con los terremotos del (a) 13 de Enero y (b) del 13 de Febrero de 2001 en El Salvador.	140
6.1 Esquema de los trabajos realizados en el marco del estudio de la estabilidad del DJ.	143
6.2 Localización del deslizamiento de Jiboa.	145
6.3 Vista en 3D del deslizamiento de Jiboa y lago formado por los materiales movilizados, y escarpes de posibles paleodeslizamientos. Imagen de satélite Quickbird sobre MDE.	145
6.4 Elementos geométricos del deslizamiento de Jiboa y perfiles topográficos trazados (líneas discontinuas).	146
6.5 Esquema transversal del deslizamiento de Jiboa y elementos del mismo.	146
6.6 Escarpe del deslizamiento de Jiboa y aspecto de los materiales que lo componen.	147
6.7 Columna estratigráfica representativa de la ladera de Jiboa deducida a partir de la testificación de los sondeos y calicatas y de los trabajos de cartografía.	148
6.8 Modelo geológico-geotécnico de la ladera de Jiboa empleado en el análisis de estabilidad.	154
6.9 Localización de las estaciones sísmicas en relación al deslizamiento de Jiboa.	155
6.10 Métodos de búsqueda de superficies de rotura circulares empleados.	158
6.11 (a) Plano de rotura superficial con el menor FS global. (b) Superficie de rotura circular cuya posición y pendiente en cabecera se aproxima al plano observado. El cuadro central contiene datos relativos al plano, y entre ellos las coordenadas de su centro geométrico.	159
6.12 Factores de seguridad resultantes de aplicar distintos métodos de cálculo y diferentes métodos de búsqueda de roturas circulares considerando los valores medios de los parámetros resistentes.	160
6.13 Métodos de búsqueda de superficies de rotura no circulares empleados.	162



6.14 Factores de seguridad resultantes de aplicar distintos métodos de cálculo y diferentes métodos de búsqueda de roturas no circulares considerando los valores medios de los parámetros resistentes.....	164
6.15 Sensibilidad del FS a la variabilidad de los parámetros de la Unidad III.....	165
6.16 Sensibilidad del FS a la variabilidad de los parámetros de la Unidad IV.....	165
6.17 Sensibilidad del FS frente a todas las variables según el método de cálculo de Bishop Simplificado.....	166
6.18 Sensibilidad del FS frente a todas las variables según el método de cálculo de Janbu Simplificado.....	167
6.19 Sensibilidad del FS frente a todas las variables según el método de cálculo de Janbu Corregido.....	167
6.20 Sensibilidad del FS frente a todas las variables según los métodos de cálculo GLE y Morgenstern-Price.....	168
6.21 Nuevo modelo del DJ (con el plano de rotura incorporado) para estudiar la sensibilidad de los parámetros resistentes ( $c$ , $\phi$ ) de la Unidad IV.....	169
6.22 Sensibilidad del FS frente a la cohesión y ángulo de rozamiento interno de la Unidad IV.....	169
6.23 Fuerzas sísmicas que actúan en un talud.....	171
6.24 Modelo del deslizamiento de Jiboa resultado del análisis pseudo-estático considerando el valor del PGA de 0,408g registrado en la estación sísmica más cercana (Zacatecoluca) durante el terremoto que lo causó, el del 13 de Febrero de 2001.....	172
6.25 Gráficos del análisis de sensibilidad llevado a cabo en la Unidad IV que muestran los valores de (a) cohesión y (b) ángulo de rozamiento interno para los que el FS = 1.....	173
6.26 Modelo inestable (FS < 1) de la ladera de Jiboa aplicando los parámetros obtenidos tras los análisis de sensibilidad (parámetros post-sismo en la Unidad IV).....	174
6.27 Gráfica del análisis de sensibilidad llevado a cabo para determinar el coeficiente sísmico horizontal necesario para alcanzar un FS = 1.....	174
6.28 Modelo final de <i>Slide</i> importado a <i>Phase</i> <sup>2</sup> .....	175
6.29 Modelo de la ladera de Jiboa en <i>Phase</i> <sup>2</sup> tras ampliar los límites laterales y la base, y con una densidad de elementos mayor en la zona de interés.....	176
6.30 Zona de mayor concentración de deformación de cizalla en la ladera de Jiboa tras aplicar un coeficiente de empuje en reposo, $K_0$ , igual a 1.....	179
6.31 Comparación de los resultados obtenidos tras aplicar dos tamaños de mallas: (a) elementos de 10 m y (b) elementos de 5 m.....	180
6.32 Zona de mayor concentración de deformación de cizalla en la ladera de Jiboa tras aplicar un coeficiente de empuje en reposo, $K_0$ , igual a 1, y un coeficiente sísmico horizontal ( $K_h$ ) de 0,204, correspondiente a una PGA de 0,408g (valor registrado en Zacatecoluca).....	181
6.33 Modelo final del deslizamiento de Jiboa en condiciones estáticas. (a) Zona de mayor concentración de deformación de cizalla (b) Contornos de desplazamiento total.....	184
6.34 Modelo final del deslizamiento de Jiboa en condiciones pseudo-estáticas (PGA registrado en Zacatecoluca). (a) Zona de mayor concentración de deformación de cizalla. (b) Contornos de desplazamiento total.....	185

6.35 Plano de rotura obtenido en <i>Slide</i> (línea roja) superpuesto en el modelo de <i>Phase<sup>2</sup></i> en el que se observa la zona de concentración de los esfuerzos de cizalla. (a) Condiciones estáticas. (b) Condiciones pseudo-estáticas. ....	186
6.36 Esquema del mecanismo de rotura de Jiboa. Los números hacen referencia a la fase; las flechas dobles indican la dirección principal de desplazamiento de los materiales; en rojo y verde se muestra la posición supuesta de la topografía en las fases 1 y 2 respectivamente. ....	187

## En anexos

III.1 (a) Diagrama de cajas mostrando la distribución del tamaño de los macro-poros en las muestras estudiadas. (b) Diagrama de cajas mostrando la distribución del tamaño de los micro-poros en las muestras estudiadas. La escala izquierda del eje Y es de la muestra MMN-6, mientras que la escala derecha es de las otras dos muestras. ....	273
III.2 Diagramas de rosas de orientaciones de la porosidad (macro- en rojo; micro- en azul). ....	276
III.3 Difractograma representativo de la mineralogía de la fracción <2mm. En el perfil AO+EG se señalan los picos de los minerales de la arcilla más relevantes. AOST - Agregado Orientado Sin Tratamiento AO+EG - Agregado Orientado tratado con Etilen-Glicol; AO+TT - Agregado Orientado Tratado Térmicamente. ....	277

# Índice de tablas

## En capítulos

1.1 Efectos acumulados de los terremotos del año 2001. [CEPAL, 2001].	7
2.1 Características de los terremotos históricos y recientes ocurridos en El Salvador y de las inestabilidades inducidas por ellos.	35
3.1 Umbrales del desplazamiento de Newmark para distintas tipologías de inestabilidades de ladera.	53
3.2 Clasificación de suelos propuesta por <i>Borchardt</i> [1994].	61
3.3 Resumen de los métodos de EL ( <i>Abramson et al.</i> [2002]; <i>Nash</i> [1987]; <i>Fredlund</i> [1984]).	65
4.1a Inventario de inestabilidades de taludes y laderas inducidas por el terremoto del 13 de Enero de 2001 ( $M_w=7,7$ ).	70
4.1b Inventario de inestabilidades de taludes y laderas inducidas durante el terremoto de 13 de Febrero de 2001 ( $M_w=6,6$ ).	75
4.2 Características de los terremotos ocurridos en El Salvador y de los deslizamientos inducidos por ellos.	77
4.3 Características de los deslizamientos inducidos por terremotos, <i>Keefner</i> [1984].	91
5.1 Grupos litológico-geotécnicos y parámetros resistentes empleados en el análisis de Newmark.	101
5.2 Grupos litológico-geotécnicos y parámetros empleados en el análisis de Newmark.	106
5.3 Intensidades de Arias calculadas en las estaciones de registro para los terremotos de 2001 en El Salvador.	108
5.4 Velocidades de ondas de corte y factores de amplificación litológica de los distintos grupos litológico-geotécnicos.	113
6.1 Recopilación de los parámetros geotécnicos de los materiales que componen la ladera de Jiboa.	151
6.2 Parámetros geotécnicos empleados en los modelos iniciales de <i>Slide</i> .	156
6.3 Valores adoptados en el análisis de sensibilidad de los parámetros resistentes.	164
6.4 Grado de influencia en el FS de los parámetros estudiados en el análisis de sensibilidad.	164
6.5 Valores adoptados en el análisis de sensibilidad de los parámetros resistentes de la Unidad IV	168.
6.6 Variación del Factor de Reducción de Resistencia ( <i>SRF</i> ) en función del coeficiente de empuje.	178

6.7 Parámetros geotécnicos empleados en los modelos finales de <i>Phase</i> <sup>2</sup> .....	183
--	-----

## En anexos

III.1 Porcentaje relativo de porosidad de las muestras.....	274
III.2 Tamaño de los poros.....	274
III.3 Semicuantificación de los minerales presentes en las muestras.....	277
III.4 Semicuantificación de los minerales de la arcilla presentes en las muestras.....	278
IV.1 Resultados del análisis granulométrico por vía seca de la fracción semigruesa y fina.....	280
IV.2 Resultados del análisis granulométrico mediante el método de la pipeta de Robinson y clasificación textural USDA.....	281
IV.3 Resultados de los Límites de Atterberg.....	281
IV.4 Resultados de densidad y peso específico.....	303
IV.5 Resultados de los ensayos de corte directo.....	309
IV.6 Resultados del ensayo de colapso.....	314
IV.7 Coeficiente de absorción.....	314





# Capítulo 1

## Introducción, objetivos y estructura de la Tesis

### 1.1. Interés del tema objeto de estudio

Los terremotos son uno de los fenómenos naturales que mayor destrucción y daños pueden ocasionar en áreas habitadas por el ser humano. Además, producen de forma secundaria otros fenómenos naturales cuyos efectos tienen consecuencias devastadoras, excediendo en muchas ocasiones a los daños producidos por la propia sacudida. Uno de los efectos secundarios más perniciosos son las inestabilidades de ladera. Un ejemplo de esto fue la avalancha de derrubios que se generó en Nevados Huascarán (Perú), en el año 1970, por un terremoto de M 7,7. Dicha avalancha viajó 14,5 km hasta alcanzar la ciudad de Yungay y el pueblo de Ranrahirca y acabó con la vida de 18.000 personas aproximadamente.

La complejidad inherente a la propia naturaleza de las inestabilidades de ladera inducidas por terremotos hace que sean un fenómeno poco conocido, pues en su generación intervienen muchos factores de distinta naturaleza, y de difícil estudio y cuantificación como son:

- Magnitud del terremoto.
- Distancia epicentral.
- Dirección de propagación de las ondas sísmicas.
- Comportamiento deformacional de los materiales al paso de las ondas.
- Fenómenos de amplificación litológica y topográfica.
- Existencia de estructuras tectónicas.
- Naturaleza heterogénea de los materiales involucrados.
- Condiciones de saturación de los materiales.
- Condición de estabilidad previa al terremoto.

La historia reciente de El Salvador, donde en los últimos 60 años se han experimentado grandes terremotos

destructivos (1951, 1965, 1986, y 2001), debido sobre todo a las inestabilidades de ladera, convierte su estudio en un interesante tema para el desarrollo científico de las ciencias geológicas aplicadas. El estudio de las inestabilidades disparadas por los dos últimos terremotos ocurridos en el año 2001, constituyen en concreto una continuación de los avances científicos iniciados por otros autores en este área, debido en este caso a la mayor cantidad de datos disponibles.

## 1.2. Introducción y antecedentes

El Salvador es el país de menor extensión de Centroamérica (21.040 km<sup>2</sup>) y el más densamente poblado de América Latina (299,42 hab./km<sup>2</sup>) (Figura 1.1). La población se concentra en la zona suroeste del país, entre la orilla oeste del Lago Ilopango y el sur de la ciudad de Santa Ana [Rosa y Barry, 1995], coincidiendo con la existencia de áreas donde afloran suelos volcánicos fértiles propicios para el cultivo de café, que es el principal recurso agrícola del país, del que depende un importante sector de la población rural para su subsistencia. La guerra civil que sufrió el país desde 1980 hasta 1992 también ha contribuido a la migración de la población hacia esta área.

La fragilidad económica y social de El Salvador y del resto de países centroamericanos, se pone de manifiesto con la ocurrencia de fenómenos naturales que, por el grado de peligrosidad y la vulnerabilidad, inducen riesgos naturales que adquieren rápidamente los calificativos de catástrofe o desastre.

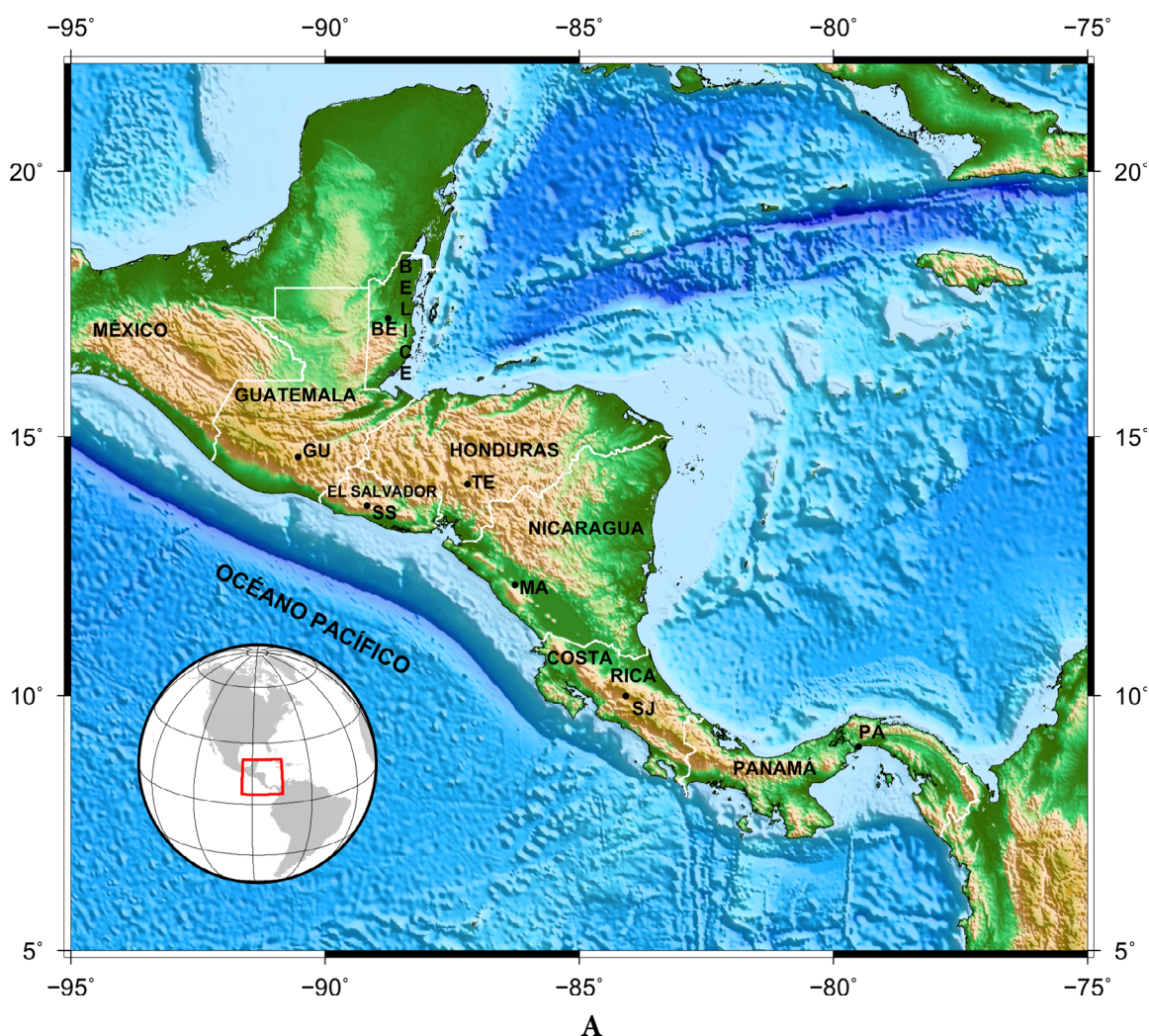






Figura 1.1: (a) Contexto geográfico de El Salvador. BE: Belice; GU: Guatemala; SS: San Salvador; TE: Tegucigalpa; MA: Managua; SJ: San José; PA: Panamá. (b) Mapa político de El Salvador. [United Nations, 2004].

Debido a su situación geográfica y al contexto geodinámico, El Salvador está afectado por una gran variedad de riesgos naturales, destacando los meteorológicos y climáticos (huracanes inundaciones, y sequías), los sísmicos, las erupciones volcánicas (esencialmente los flujos piroclásticos y *debris avalanches*), las inestabilidades de ladera y los tsunamis.

Según los datos disponibles [IDEA, 2004] el 40,9% de los fenómenos naturales que ocurren en El Salvador corresponden a inundaciones, seguidos por terremotos (22,7%) e inestabilidades de ladera (13,6%), estando el 22,8 % restante diversificado en otros fenómenos naturales (tormentas eléctricas, incendios, epidemias, surge, tsunamis, etc.).

Según la base de datos *DesInventar* [2015] (Figura 1.2), los terremotos son responsables del mayor número de víctimas por fenómenos naturales en El Salvador (2.619 fallecidos entre 1900-2012), seguidos de las inestabilidades de ladera (1.505 víctimas), y de las inundaciones (1.004 fallecidos durante el mismo periodo).

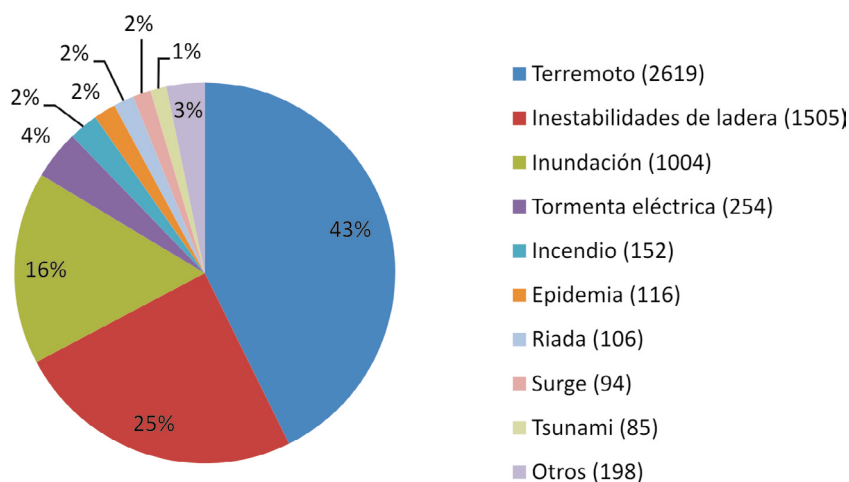


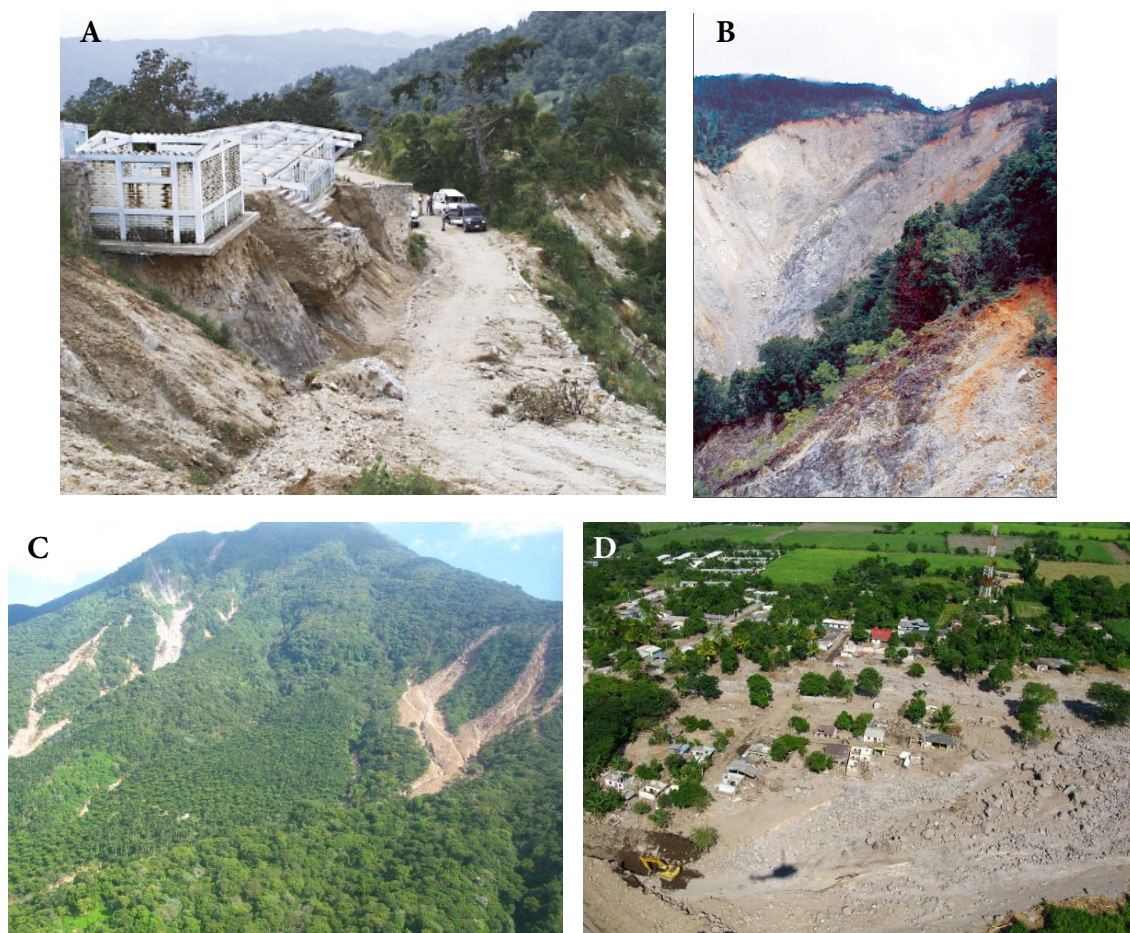
Figura 1.2: Número de víctimas producidas en El Salvador como consecuencia de diversos fenómenos naturales para el periodo 1900-2012. [DesInventar, 2015].

El hecho de que las inundaciones representen casi la mitad de los procesos naturales destructivos que afectan al país, guarda relación directa con el contexto climático en el que se encuentra, pues se localiza en la zona subtropical dentro del cinturón de huracanes procedentes tanto del Océano Atlántico como del Océano Pacífico. La región cuenta con una estación lluviosa que comienza en Mayo y se prolonga hasta Octubre (siendo la precipitación media anual de 1.823 mm), registrándose las máximas precipitaciones en Junio y en Septiembre, que representan entre el 15% y el 20% del total anual.

Un buen ejemplo de riesgo meteorológico y climático fue el paso del huracán Mitch por el país en Noviembre de 1998. A pesar de que no golpeó con la misma fuerza con la que lo hizo en países vecinos, como Honduras o Nicaragua, en El Salvador dejó a su paso 374 muertos y desaparecidos, 60.000 personas desplazadas de sus hogares y aproximadamente 65.000 hectáreas de terreno inundadas [Crone *et al.*, 2001]. Las pérdidas se estimaron entre 132,5 millones y 1,7 billones de dólares. Como fenómenos asociados a este huracán se produjeron un gran número de movimientos de ladera.

En Noviembre de 2009 un nuevo huracán (Ida) volvió a poner de manifiesto la frecuencia con la que estos fenómenos climáticos afectan a El Salvador. Según la base de datos *International Disaster Database* [IDD, 2010] 275 personas perdieron la vida y los daños ocasionados ascendieron a más de 10.000 millones de dólares. De nuevo, las inestabilidades de ladera asociadas fueron las responsables de un gran número de las víctimas y de unos costes económicos muy elevados.

La Figura 1.3 muestra algunas de las inestabilidades desencadenadas por ambos huracanes. La mayor parte de los movimientos de ladera asociados a las intensas lluvias se localizan en la zona montañosa del norte del país.



*Figura 1.3: Ejemplo de las inestabilidades ocurridas durante el paso de huracanes en El Salvador. (a) Deslizamiento de El Pinar (Mitch, 1998). Tuvo gran repercusión pues destruyó la única escuela de la zona. (b) Deslizamiento de Zompopera (Mitch, 1998), actualmente activo. Fotos de Crone et al. [2001]. (c) Flujos en las laderas del volcán San Vicente (Ida, 2009). (d) Población de Verapaz afectada por los flujos procedentes del volcán San Vicente (Ida, 2009). Fotos DGOA MARN (antiguo SNET).*

Las erupciones volcánicas tienen un impacto menor. El volcán San Salvador se encuentra en el arco volcánico de El Salvador (Figura 2.3 del Capítulo 2), que forma parte del Arco Volcánico Centroamericano. Se alza ante la capital, donde habitan más de 2 millones de personas, con una densidad de población de 2.100 hab./km<sup>2</sup>. La ciudad de San Salvador, al igual que ha sucedido en otras comunidades (San Miguel, Santa Ana, Sonsonate), en su proceso de crecimiento ha ido colonizando las laderas de este volcán, por lo que se ha incrementado el riesgo ante cualquier evento eruptivo.

Las inestabilidades de ladera suponen el tercer riesgo natural de mayor importancia en el país, ocasionando elevados daños tanto en términos económicos como en pérdidas de vidas humanas (Figura 1.2). Los fenómenos naturales desencadenantes de dichas inestabilidades son tres: las fuertes lluvias estacionales, la actividad volcánica, y los terremotos (normalmente de magnitud moderada a alta); siendo estos últimos los de mayor repercusión debido a la gran extensión del área que afectan dentro de El Salvador.

Los movimientos de ladera inducidos por los terremotos se encuentran entre los fenómenos naturales que más daños producen en El Salvador, siendo un factor añadido a los peligros sísmicos, y en algunos casos los verdaderos causantes de las catástrofes.

Los aspectos más llamativos de estos fenómenos son las grandes áreas de terreno que se ven afectadas por las inestabilidades de manera súbita y simultánea [Harp y Jibson, 1996] y el volumen de material que ponen en movimiento, que llega a ser de varios millones de metros cúbicos.

Según las observaciones realizadas por Keefner [1984], el área afectada por los deslizamientos de ladera está directamente relacionada con la magnitud del terremoto, pudiendo alcanzar áreas de hasta 400.000 km<sup>2</sup> para magnitudes  $M_w > 8$ , y hasta 200 km<sup>2</sup> para magnitudes  $M_w \leq 6$ . No obstante, en los últimos años se ha comprobado que esta relación no se cumple estrictamente y puede ser modificada por determinadas condiciones geológicas (presencia de ciertas litologías y/o estructuras, etc.) y topográficas [Harp et al., 2003; Sepúlveda et al., 2005], que controlan en gran medida la distribución de estos fenómenos.

Durante las últimas décadas El Salvador ha sufrido numerosos terremotos de magnitud moderada y alta que han causado gran alarma social, no solo por los efectos de los propios temblores, sino fundamentalmente por las inestabilidades de ladera que han generado [White y Harlow, 1993; Bommer et al., 2002].

Los dos sismos ocurridos en el año 2001 son el ejemplo más reciente. Con un mes de diferencia y génesis distintas, produjeron y reactivaron gran cantidad de inestabilidades de ladera en la mayor parte del país, y produjeron cerca de 1.200 víctimas, de las cuales casi 500 fueron por causa de las grandes inestabilidades inducidas [CEPAL, 2001]. La Comisión Económica para América Latina y El Caribe (CEPAL) estimó las pérdidas económicas totales en alrededor de 1.600 millones de dólares (Tabla 1.1), cifra que representa el 12% del PIB del año anterior.

Tabla 1.1: Efectos acumulados de los terremotos del año 2001. [CEPAL, 2001].

	Millones de dólares				
	Daños			Propiedad	
	Total	Directos	Indirectos	Pública	Privada
<b>Total</b>	1.603,8	938,8	665,0	566,7	1.037,3
<b>Sociales</b>	616,7	496,4	120,3	237,7	379,0
Educación	210,5	190,4	20,1	68,6	141,9
Salud	72,4	55,9	16,5	72,4	-
Vivienda y asentamientos humanos	333,8	250,1	83,7	96,7	237,1
<b>Infraestructura</b>	472,3	96,7	375,6	171,2	301,2
Electricidad	16,4	3,2	13,2	3,3	13,2
Agua y saneamiento	23,1	18,7	4,4	13,1	10,0
Transporte	432,8	74,8	358,0	154,8	278,0
<b>Productivos</b>	339,3	243,7	95,6	15,3	324,1
Agropecuaria y pesca	93,1	38,5	54,6	13,4	79,8
Industria, comercio, turismo	246,2	205,2	41,0	1,9	244,3
<b>Medio ambiente</b>	102,5	102,0	0,5	102,5	-
<b>Otros daños y gastos</b>	73,0	-	0	40,0	33,0

El primer terremoto se produjo el 13 de Enero y tuvo una magnitud de  $M_w$  7,7. Se originó en la zona de subducción (placa de Cocos bajo placa del Caribe) con el epicentro situado en la costa oeste de El Salvador y a 40 km de profundidad [Bommer *et al.*, 2002]. Este terremoto desencadenó un gran número de movimientos de ladera (más de 500) de diferentes características. La distribución de estas inestabilidades alcanzó un área de 400 km<sup>2</sup> aproximadamente. La mayoría de las inestabilidades ocurrieron en la cadena de *El Bálsamo*, en taludes de carreteras, trincheras naturales, y a lo largo de escarpes de los ríos con una concentración muy importante en la zona de La Libertad y del Lago Ilopango.

La mayor parte de los movimientos de ladera fueron relativamente superficiales y se produjeron a lo largo de la Cadena Volcánica Joven, concentrándose fundamentalmente en materiales formados por cenizas volcánicas (lapilli y tobas), denominadas localmente Tierra Blanca y Toba Color Café, de la Formación San Salvador. Destacan en este tipo de inestabilidades, por su gran repercusión y dimensión, los deslizamientos de Las Colinas y el de Las Barrioleras. El primero de ellos movilizó un volumen de material de 200.000 m<sup>3</sup> y destruyó gran parte de la zona residencial Las Colinas (Figura 1.4a), falleciendo más de 500 residentes, mientras que el segundo ocasionó 100 víctimas que se encontraban trabajando en los cultivos de café. Estos dos deslizamientos se produjeron en materiales de la unidad Tierra Blanca y recorrieron grandes distancias, 735 m el primero y 1.140 m el segundo, y se desarrollaron a gran velocidad. Cabe destacar también el gran deslizamiento de la Curva de La Leona (Figura 1.4b), en el que se movizaron entre 500.000 y 700.000 m<sup>3</sup> de materiales que bloquearon durante meses la principal vía de comunicación



terrestre del país. En este caso el escarpe de la cabecera del deslizamiento, y el plano de rotura, coincide con una falla normal con buzamiento hacia el sur.

El segundo terremoto, ocurrido el 13 de Febrero de 2001, de magnitud  $M_w$  6,6 y profundidad de unos 14 km, se produjo en el interior del país y fue atribuido a la actividad de la falla de desgarre que atraviesa el país de este a oeste (Zona de Falla de El Salvador, ZFES) [Martínez-Díaz *et al.*, 2002]. Pese a su menor magnitud, también desencadenó cientos de inestabilidades de ladera, la mayoría de ellas de tipo superficial. En los valles de los ríos se produjeron numerosos deslizamientos de roca y caídas de bloques, movilizandando un volumen de material importante. La zona con mayor concentración de deslizamientos fue un área ubicada al este del Lago Ilopango. En esta área se produjeron numerosos desprendimientos de bloques de roca, además de innumerables caídas de bloques. La repercusión social y económica de estos desprendimientos fue menor que en el terremoto anterior, debido a que en su mayoría ocurrieron en zonas escasamente pobladas al este del Lago Ilopango. De entre los deslizamientos disparados por este segundo evento sísmico destacan los de El Desagüe y Jiboa, producidos en los valles de los ríos que tienen los mismos nombres (Figura 1.4c y d). Ambos pusieron en movimiento un gran volumen de materiales (Jiboa: 12 millones  $m^3$ , y El Desagüe: 1,5 millones  $m^3$ ) que interceptaron y bloquearon los cauces de los ríos, formando presas naturales que embalsaron un gran volumen de agua, llegando a amenazar por inundación a las poblaciones situadas aguas abajo de los mismos, en el caso de roturas de los diques naturales.

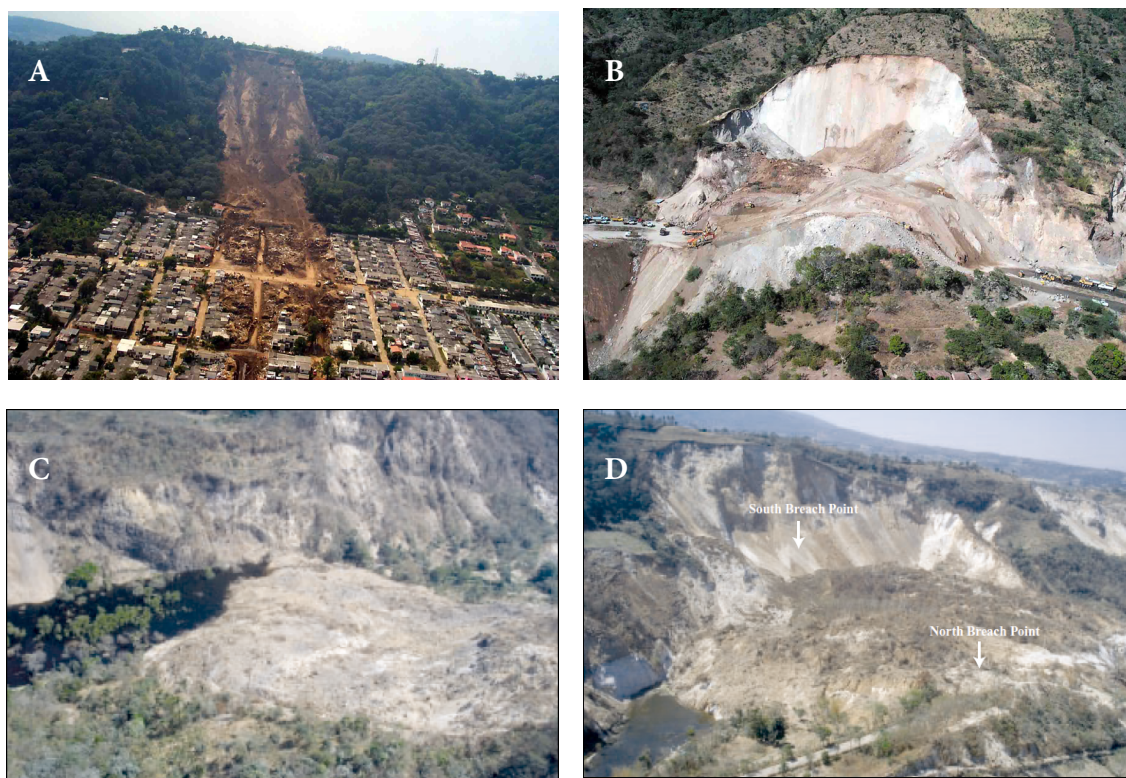


Figura 1.4: Ejemplos de algunos de las grandes inestabilidades de laderas y taludes ocurridas durante los terremotos de Enero y Febrero de 2001 en El Salvador: (a) Las Colinas; (b) La Curva de la Leona; (c) El Desagüe; (d) Jiboa. [Fotos del USGS].

Algunos autores [Keefer, 1984; Rodríguez *et al.*, 1999] han puesto de manifiesto que el número de inestabilidades inducidas por terremotos, así como el área afectada y el volumen de materiales removilizados, parecen ser mayores en El Salvador y en otros países de Centroamérica, en comparación con otras regiones del mundo que sufren sismos de magnitud y características similares. Por otra parte, en El Salvador parece existir una distribución y concentración anómala de las inestabilidades disparadas por terremotos

independientemente de la magnitud del sismo, de su distancia al epicentro y origen del sismo (zona de subducción o Cadena Volcánica).

### 1.3. Objetivos de la Tesis

Los objetivos principales de la tesis son los siguientes:

1) Estudio y análisis de los factores que han contribuido en la ocurrencia, concentración y distribución de las inestabilidades de ladera cosísmicas en El Salvador. Para la consecución de este objetivo se han realizado los siguientes trabajos de investigación:

- Estudio de detalle de los factores geológicos, geotécnicos y estructurales que condicionan la distribución y concentración de las inestabilidades de ladera inducidas por terremotos.
- Estudio de la distribución espacial de las inestabilidades.
- Estudio de la relación de las inestabilidades con las estructuras tectónicas.
- Estudio de las tipologías de las inestabilidades y de su mecanismo de rotura, siguiendo el criterio de clasificación propuesto por *Keef* [1984].
- Caracterización geológico-geotécnica de las litologías afectadas por las inestabilidades.

2) Análisis regional de susceptibilidad frente a inestabilidades de ladera disparadas por los terremotos del año 2001, mediante la aplicación del método de Newmark modificado [*Jibson et al.*, 1998, 2000; *Jibson*, 2007] y el propuesto por *Tsige et al.* [2012] basado en el cálculo del coeficiente de susceptibilidad (CSU). Dicho análisis se va a ejecutar en cuatro fases diferenciadas:

- **En primer lugar**, se busca estudiar la susceptibilidad de inestabilidad de laderas y taludes dentro de distintos escenarios sísmicos (reales, probabilista y deterministas), para predecir en la medida de lo posible, las áreas susceptibles a sufrir inestabilidades dentro del territorio salvadoreño. Como innovación y aporte a la comunidad científica, por primera vez en El Salvador se emplearán datos de escenarios sísmicos deterministas, correspondientes a las rupturas de distintos segmentos de la principal falla del país (ZFES) y que derivan de un estudio de peligrosidad sísmica [*Alonso-Henar*, 2015] encaminado a determinar el potencial sísmico de las fallas principales dentro de la ZFES. Se aplicarán dos métodos de análisis: método de Newmark modificado y el Coeficiente de Susceptibilidad (CSU) definido durante la realización de la presente Tesis [*Tsige et al.*, 2012]. En el caso del método de Newmark modificado se utilizarán tres ecuaciones empíricas para el cálculo de la susceptibilidad (desplazamiento de Newmark), dos basadas en la intensidad de Arias, y una en la relación de aceleración,  $a_c / \text{PGA}$ .
- **En segundo lugar**, se evaluará el efecto de la amplificación sísmica del movimiento fuerte del terreno (PGA) debido a las distintas litologías existentes (efecto sitio) y se estudiarán las posibles diferencias resultantes en la distribución de las zonas susceptibles en los escenarios sísmicos contemplados (reales, probabilista y deterministas).
- **En último lugar**, se estudiará la precisión y fiabilidad de los dos métodos de análisis de susceptibilidad empleados. Para ello se compararán los mapas generados con las distintas relaciones empíricas usadas, con el inventario de inestabilidades producidas durante los eventos del año 2001.

3) Estudio y análisis de estabilidad pseudo-estático y mecanismo de rotura del deslizamiento de Jiboa, considerado una de las grandes inestabilidades disparadas por el terremoto de magnitud  $M_w$  6,7 del 13 de Febrero 2001. Para ello se aplicarán dos métodos de cálculo de estabilidad de taludes mediante sendos

programas informáticos: Métodos de Equilibrio Límite (software *Slide*) y Métodos de Elementos Finitos (software *Phase2*).

Con los distintos métodos de cálculo de equilibrio límite se pretende determinar las condiciones de estabilidad previas a la ocurrencia del terremoto, para posteriormente poder evaluar la estabilidad de forma pseudo-estática, considerando primeramente la aceleración registrada en la estación sísmica más próxima (Zacatecoluca), y en segundo lugar, la necesaria para alcanzar la condición de equilibrio estricto ( $FS=1$ ), y de esta forma averiguar la posible intervención de fenómenos de amplificación en su ocurrencia.

Mediante el método de elementos finitos, se realizará una primera aproximación para validar el mecanismo de rotura establecido con anterioridad mediante los métodos de equilibrio límite.

#### 1.4. Estructuración de la Tesis

La organización de la presente Tesis Doctoral responde al planteamiento inicial de los objetivos de la misma.

La introducción a la problemática de las inestabilidades inducidas por sismicidad en El Salvador y al contexto geodinámico, geológico y sismológico del que deriva dicha problemática, se describe con detalle en los **Capítulos 1 y 2**.

En el **Capítulo 3** se describe la metodología empleada para abordar los objetivos de esta Tesis Doctoral.

El estudio de las inestabilidades inducidas por los terremotos del año 2001 en El Salvador, desde el punto de vista de su distribución espacial, su relación con estructuras tectónicas, su orientación y relación con la dirección de propagación de las ondas sísmicas, su mecanismo de rotura según la clasificación de *Keefer* [1984], y las litologías afectadas, se ha desarrollado ampliamente en el **Capítulo 4**.

En el **Capítulo 5** se aplican el método de Newmark modificado y el método basado en el Coeficiente de Susceptibilidad (CSU) para realizar un análisis regional de susceptibilidad. Se contemplan diferentes escenarios sísmicos y el efecto de la amplificación por litología.

En el **Capítulo 6** se lleva a cabo un estudio detallado de la estabilidad estática y pseudo-estática del deslizamiento ocurrido en el río Jiboa. Se emplean dos métodos de cálculo: equilibrio límite y elementos finitos. Dentro de los primeros se estudia además la variabilidad del factor de seguridad en función de los métodos de cálculo más habituales. Con los segundos se estudiará el mecanismo de rotura y se realizará un análisis comparativo de los resultados obtenidos respecto a los derivados del cálculo de equilibrio límite.

Finalmente, en el **Capítulo 7** se presentan los principales resultados obtenidos y las conclusiones derivadas.



# Capítulo 2

## Contexto geodinámico, geológico y sismológico de El Salvador

### 2.1. Introducción

El contexto geodinámico de El Salvador no se puede entender sin ampliar la escala de observación al menos hasta cubrir la región septentrional de Centroamérica, que se extiende desde Guatemala hasta aproximadamente la frontera Nicaragua - Costa Rica, y que constituye el límite noroeste de la placa del Caribe, en su contacto con las placas de Norteamérica y del Coco (Figura 2.1).

Geológicamente, el norte de Centroamérica corresponde a la corteza continental perteneciente a la placa del Caribe situada en su extremo noroeste. Está constituida en gran parte por el bloque de Chortís, que queda limitado al norte y noroeste por el límite entre las placas de Norteamérica y del Caribe, al sur por el Arco Volcánico y la Fosa Mesoamericana, y al este-noreste se extiende por el Banco de Nicaragua hasta quedar limitado por el Escarpe de Hess al sureste [Dengo y Bohnenberger, 1969; Lallemant y Gordon, 1999]. Este bloque es el único vestigio de corteza continental de la actual placa del Caribe [Case et al., 1984; DeMets et al., 2007; Pindell y Barrett, 1990; Rogers et al., 2007].

### 2.2. Estratigrafía y vulcanismo del bloque de Chortís

De forma simplificada, el bloque de Chortís está constituido por un basamento metamórfico, cuya edad no es bien conocida, cubierto por materiales mesozoicos y cenozoicos [Dengo y Bohnenberger, 1969; Lallemant y Gordon, 1999], y una cobertera volcánica cenozoica relacionada con la actividad del arco volcánico centroamericano. Los materiales mesozoicos sedimentarios comprenden rocas detríticas del Jurásico Medio al Cretácico Inferior, donde aparecen unidades carbonatadas y capas rojas con calizas cenomanienses intercaladas hacia la parte media y superior del Cretácico [Mills et al., 1967; Horne et al., 1974; Finch, 1981; entre otros]. Durante el Cretácico y el Terciario estas rocas sedimentarias fueron intruidas por plutones graníticos, cuyo

origen probablemente esté relacionado con los procesos del arco magmático sobre la zona de Benioff de la subducción de la placa de Farallón [Malfait y Dinkelman, 1972; Rogers, 2003].

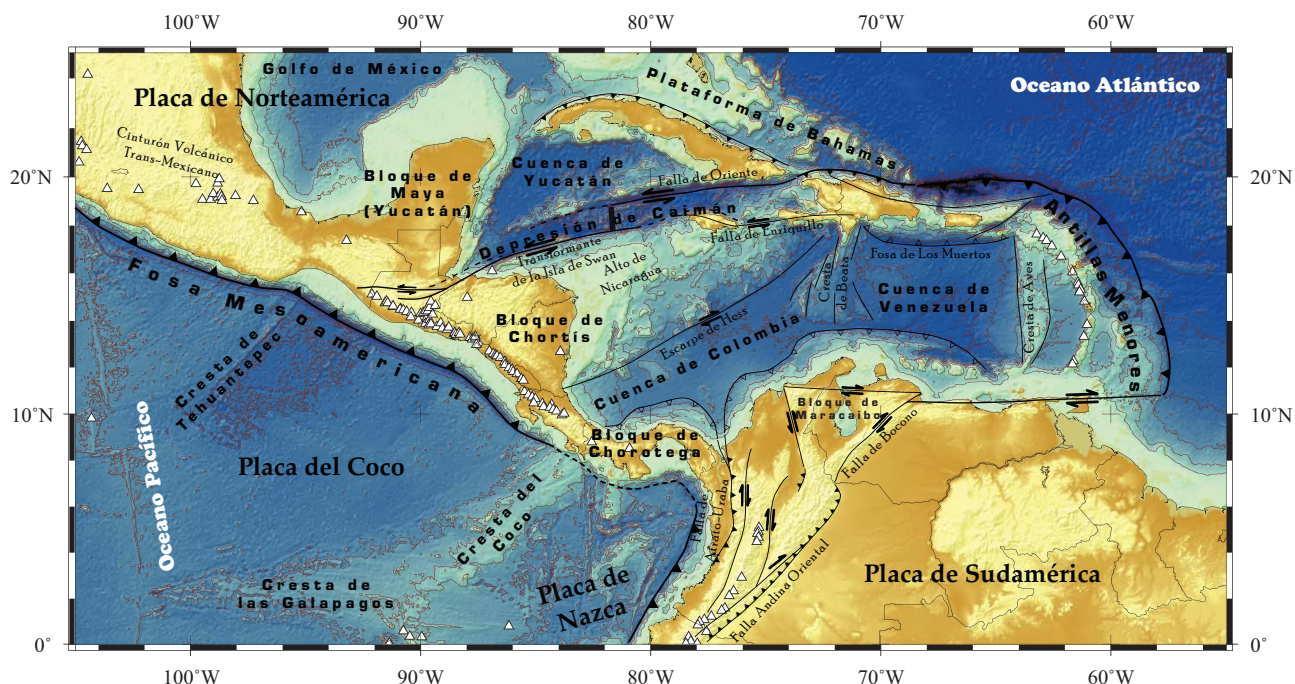


Figura 2.1: Mapa de la región del Mar Caribe, Álvarez-Gómez [2009].

Rogers *et al.* [2007] dividen la zona en cuatro dominios o terrenos (Figura 2.2) basándose en sus características geológicas y en datos aeromagnéticos: Terreno Central, Terreno Oriental, Terreno de Siuna, y Terreno Meridional. Es en este último terreno en el que se localiza El Salvador y las rocas aflorantes en él son principalmente capas piroclásticas miocenas depositadas junto al arco volcánico centroamericano de edad Mioceno - Plioceno al sur. Estas capas volcánicas se depositan sobre un basamento de rocas metamórficas de origen ígneo que apenas afloran. Tan sólo se conoce un afloramiento de anfibolitas metavolcánicas muy deformadas al sur de Honduras [Markey, 1995; Harwood, 1993]. El espesor de dichas capas piroclásticas alcanza hasta los 2 km.

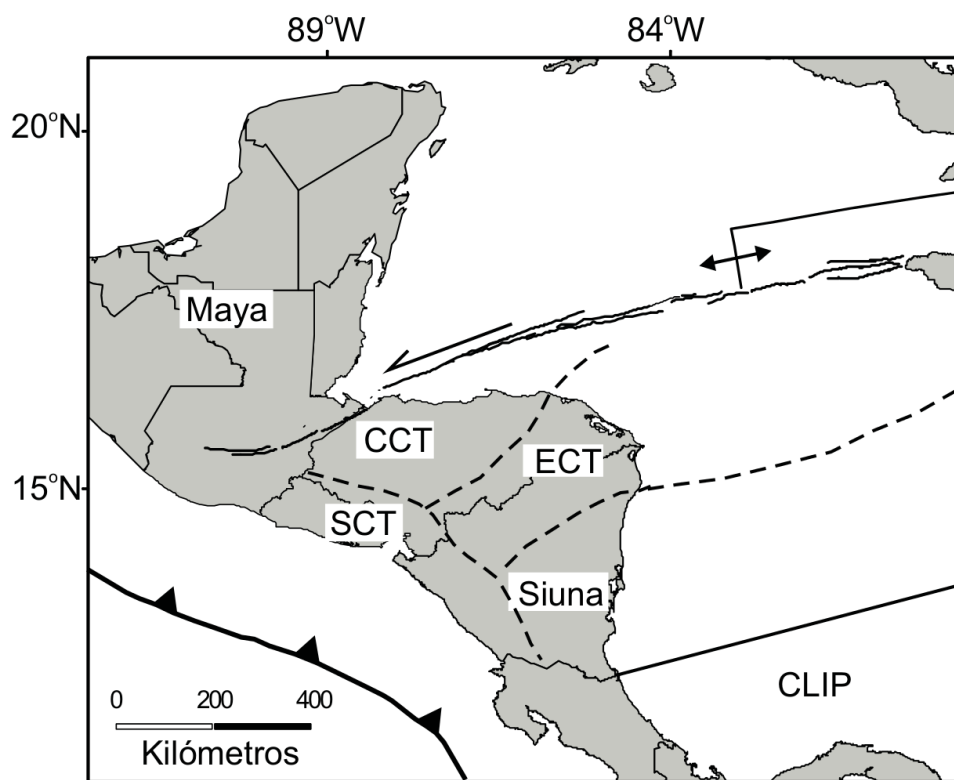


Figura 2.2: Distribución de los terrenos definidos en el bloque de Chortís por Rogers et al. [2007]. CCT: Terreno Central de Chortís, Central Chortis Terrane; SCT: Terreno Meridional de Chortís, Southern Chortis Terrane; ECT: Terreno Oriental de Chortís, Eastern Chortis Terrane; CLIP: Gran Provincia Ígnea del Caribe, Caribbean Large Igneous Province.

La mayor parte del bloque de Chortís está cubierto por materiales volcánicos terciarios, siendo más recientes los del margen Pacífico. Los principales materiales volcánicos que cubren el bloque son piroclásticos, generados en un arco volcánico centroamericano que ocuparía una posición similar a la actual.

En el Cenozoico destacan tres episodios explosivos principales en la placa del Caribe. Uno durante el Mioceno Inferior - Medio, otro durante el Eoceno Medio - Superior, y el tercero desde el Paleoceno Superior al Eoceno [Sigurdsson et al., 1997]. Los dos más modernos han tenido lugar probablemente en el arco volcánico centroamericano. El mayor fue el vulcanismo explosivo eoceno - oligoceno (de 46 Ma a 32 Ma, Sigurdsson et al. [2000]). En Guatemala y en El Salvador la formación Morazán (la más antigua de las formaciones cenozoicas) muestra a su base una serie de coladas ignimbríticas, no muy bien cartografiadas ni definidas (incluidas dentro de la unidad inferior de la formación Morazán en El Salvador), que por correlación estratigráfica pueden datarse como eocenas u oligocenas. En el caso de El Salvador la edad asignada a estas formaciones por Bosse et al. [1978] fue de Oligoceno. La causa de estos episodios es atribuida por Sigurdsson et al. [2000] a la reorganización a escala regional que se produjo en el Pacífico, con una variación de la velocidad y dirección de movimiento de la placa, hace 43 Ma.

El otro episodio ignimbrítico de importancia regional es el que tuvo lugar en el Mioceno Inferior - Medio (15 Ma), y que en Guatemala y en El Salvador se corresponden con los episodios explosivos de la formación Chalatenango [Bosse et al., 1978]. Nuevamente, Sigurdsson et al. [2000] proponen una causa tectónica regional como explicación de este vulcanismo, consistente en una radical reconfiguración del sistema Pacífico - Farallón [Hey, 1977; Barckhausen et al., 2001] que tuvo lugar aproximadamente hace unos 25 Ma (límite Oligoceno - Mioceno), y que resultó en la formación de una nueva dorsal que dio lugar a las



placas de Nazca y del Coco [Wortel y Cloetingh, 1981], y en la variación de la velocidad y dirección de la subducción bajo Centroamérica [Meschede y Frisch, 1998].

Estos episodios explosivos cubrieron el bloque de Chortís de cenizas con espesores de hasta 2 km, blanqueando el relieve y cubriendo los cinturones deformados mesozoicos. La posterior incisión de los ríos, así como la tectónica extensional que ha dado lugar al relieve de horst y graben del sur de Honduras, han sido muy fuertes.

Durante el Cuaternario las erupciones silíceas explosivas a lo largo del arco volcánico centroamericano han sido frecuentes, tal y como muestra la abundancia de calderas de explosión. Estas erupciones han dado lugar a las extensas capas de tefra, algunas de ellas extraordinariamente recientes como las del complejo volcánico de Atitlán o el Ilopango, revisadas y unificadas por Rose *et al.* [1999]. La del Ilopango, que tuvo lugar aproximadamente en el 260 d.C., ha sido la última de gran extensión, provocando la emigración de la población Maya del actual El Salvador hacia Guatemala, encontrándose depósitos de ceniza de esta erupción en el lago Yojoa, en Honduras, 170 km al norte del lago Ilopango [Mehring Jr. *et al.*, 2005].

Aunque la posición de los centros eruptivos se ha mantenido aproximadamente constante desde el Mioceno hasta la actualidad, las características geoquímicas de los productos difieren.

En la actualidad existen dos sistemas volcánicos principales diferenciados por sus procesos de generación: el arco volcánico y el vulcanismo trasarco. El arco volcánico activo se sitúa a unos 165 - 190 km de la Fosa Mesoamericana. Está constituido por 39 centros o grupos de emisión alineados en segmentos de 100 a 300 km paralelos a la fosa (Figura 2.3), y se extiende desde el límite entre México y Guatemala hasta Costa Rica a lo largo de 1.100 km [Carr y Stoiber, 1990]. La mayor parte de los centros están contruidos principalmente por lavas basálticas y andesíticas, formando complejos macizos de conos, domos, y calderas múltiples [Carr *et al.*, 2007]. Los segmentos están separados entre sí por saltos diestros de 10 a 40 km, presentando en ocasiones cambios también en su dirección [Stoiber y Carr, 1973].

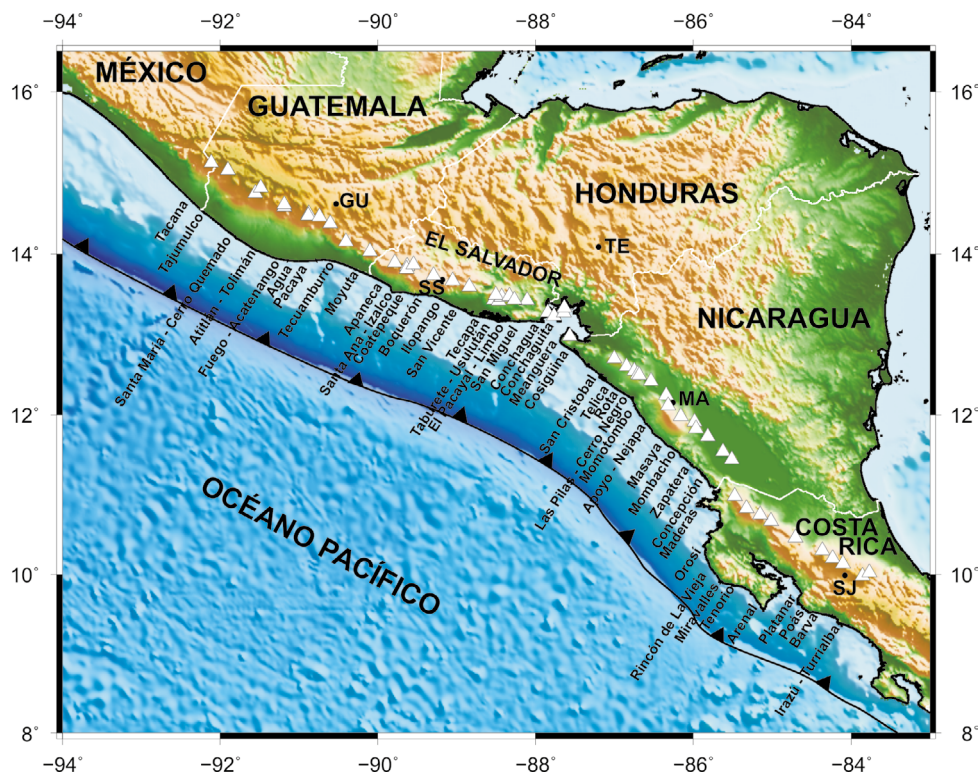


Figura 2.3: Mapa de la situación de los centros volcánicos del arco (triángulos). Los puntos negros representan las principales ciudades, GU: Guatemala; SS: San Salvador; TE: Tegucigalpa; MA: Managua; SJ: San José; Carr *et al.* [2007].

El vulcanismo trasarco se concentra en zonas de tectónica extensional, asociadas a la extensión E-O del bloque de Chortís, siendo el mayor foco de este vulcanismo el graben de Ipala, donde se han identificado más de 100 conos [Bohnenberger, 1969]. Este vulcanismo es de tipo monogenético y se desarrolla fuera de la influencia de la zona de Wadati-Benioff, muy alejado de la fosa, por efecto de la descompresión asociada con la extensión tectónica.

Los depósitos de caída procedentes de las erupciones asociadas a calderas cubren extensas áreas tanto en Guatemala [Hahn *et al.*, 1979] como en El Salvador [Hart, 1983]. Se estima que el volumen total de cenizas en la zona es de entre 300 y 500 km<sup>3</sup> [Rose *et al.*, 1981]. La actividad silícica es mucho menos frecuente en la actualidad pero aún persiste [Koch y McLean, 1975; Rose *et al.*, 1981; Conway *et al.*, 1994]. Los materiales recientes (aproximadamente 200 ka) procedentes de centros silícicos en el norte de Centroamérica incluyen abundantes depósitos de caída y al menos diez depósitos de flujos piroclásticos [Koch y McLean, 1975; Rose *et al.*, 1981]. Durante el Holoceno el vulcanismo en el arco salvadoreño y guatemalteco incluyó un elevado número de erupciones de gran magnitud de magmas silícicos muy evolucionados, la mayoría procedentes de calderas volcánicas [Rose *et al.*, 1999]. Estas calderas son Ayarza, Amatitlán y Atitlán en Guatemala, y el complejo Berlín-Chinameca, Ilopango y Coatepeque en El Salvador (Figura 2.4).

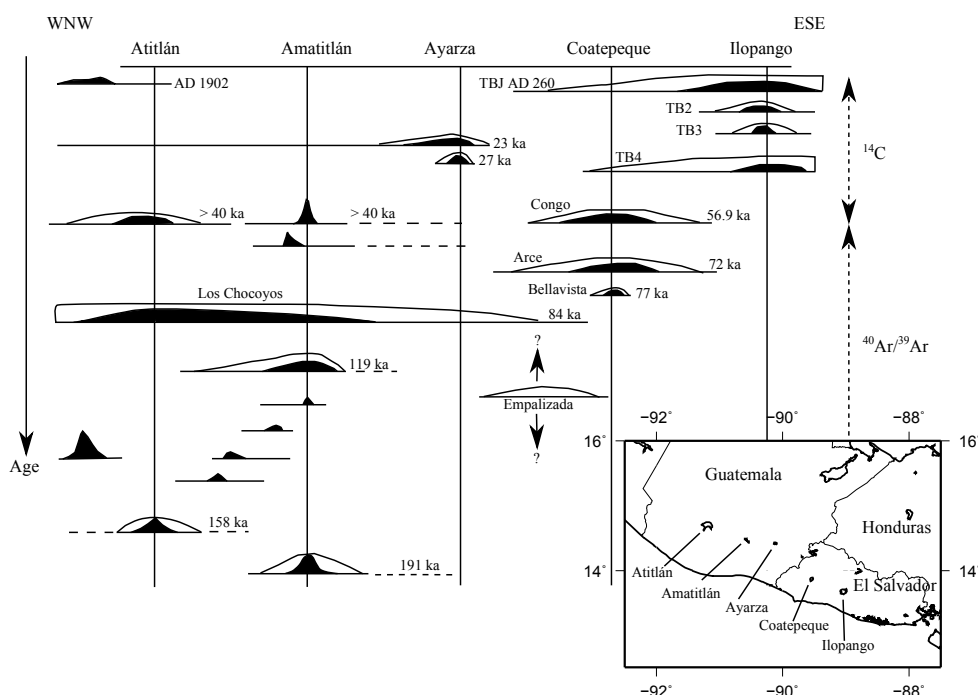


Figura 2.4: Sección esquemática mostrando las relaciones estratigráficas de las ignimbritas del Cuaternario Superior. Modificado de Rose *et al.* [1999]. Tomada de Alonso-Henar [2015].

### 2.3. Tectónica y estructura del bloque de Chortís

Las estructuras presentes en la zona son resultado de la tectónica regional, estando caracterizadas por la interacción de los diferentes bloques que conforman Centroamérica (Figura 2.5). Como ya se ha mencionado, el norte de Centroamérica queda definido básicamente por el bloque de Chortís, que comprende Honduras, Nicaragua, El Salvador y el sur de Guatemala, y el bloque de Maya o Yucatán, que geográficamente incluye el sur de México, norte de Guatemala, y Belice. Ambos bloques están separados mediante una zona de cizalla siniestra (*Polochic-Motagua Fault System*, PMFS) que constituye el actual límite norte de la placa de Caribe [Authemayou *et al.*, 2011, 2012; Gordon y Muehlberger, 1994; Guzmán-Speziale y Meneses-Rocha, 2000; Guzmán-Speziale, 2001, 2010; James, 2007; Lyon-Caen *et al.*, 2006; Rogers y Mann, 2007]. La separación del bloque de Chortís del sur de Centroamérica (formado por dos bloques de menor tamaño, el de Chorotega y el de Chocó [Dengo, 1985]) tiene lugar a lo largo de una zona de

cizalla siniestra (falla de Santa Elena o de Gatún [Berrangé et al., 1989; James, 2007; Rogers et al., 2007]) que parece ser continuación del escarpe de Hess, en el Mar del Caribe, y que algunos autores [Carr y Stoiber, 1977; Berrangé et al., 1989; James, 2007; Rogers et al., 2007] consideran que se trata de una sutura.

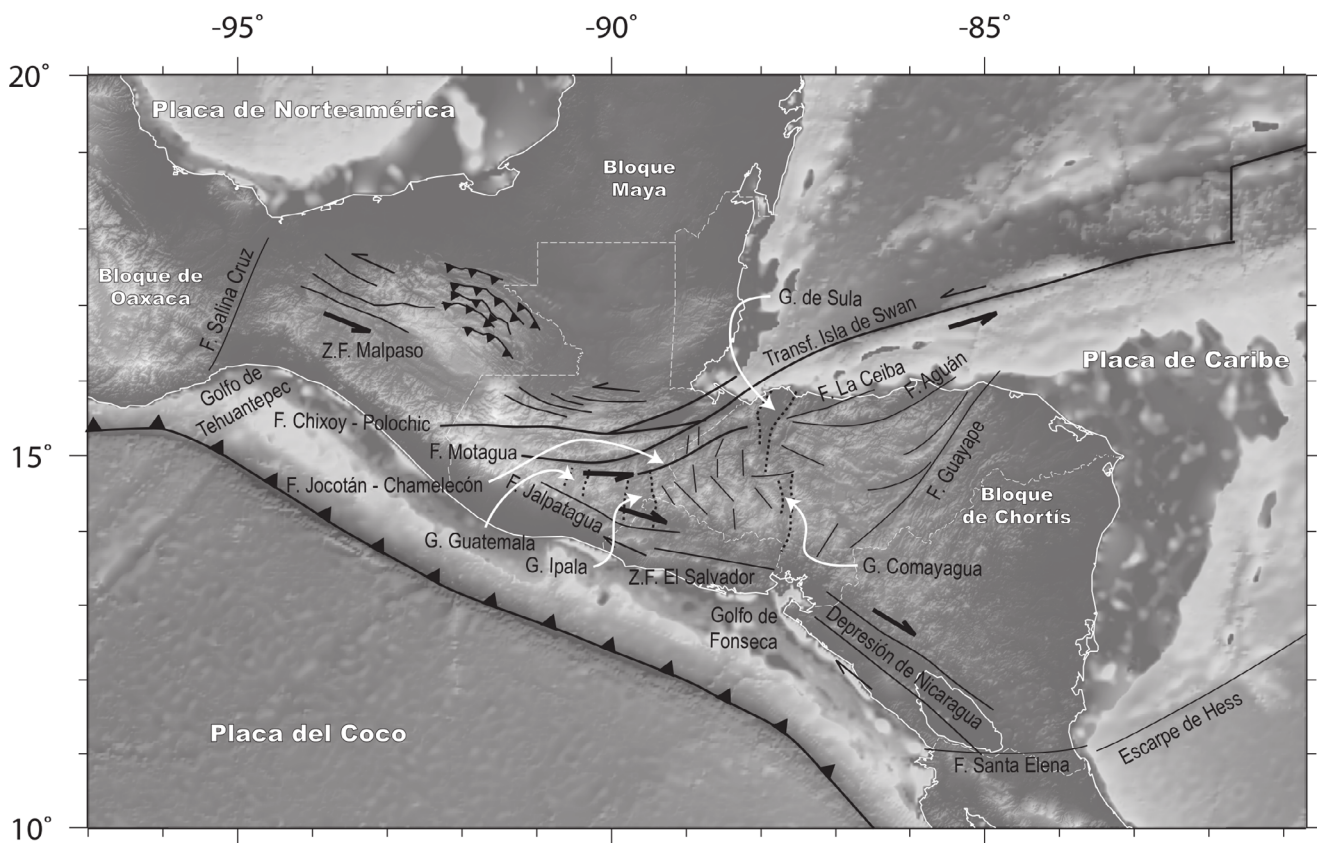


Figura 2.5: Mapa mostrando la localización y traza de las principales zonas y estructuras. Álvarez-Gómez [2009].

Por tanto, las estructuras más destacables son los límites del bloque de Chortís con las otras placas litosféricas implicadas en los procesos de deformación de la zona, la Norteamericana y la del Coco. El límite Norteamérica - Caribe es una zona de cizalla siniestra (PMFS) existente desde el Paleoceno. En la actualidad la falla de Motagua parece ser la estructura principal de este sistema en el bloque de Chortís, a pesar de existir otras dos estructuras paralelas claramente marcadas en el relieve: fallas de Chixoy - Polochic y Jocotán - Chamelecón [Cáceres et al., 2005; Pindell et al., 2005; Rogers y Mann, 2007; Authemayou et al., 2011] (Figura 2.5). La tasa de movimiento a lo largo de este límite es de unos 21 mm/año [DeMets et al., 2007]. Los terremotos históricos en esta zona han reactivado varios segmentos de la falla, como por ejemplo el de 1816 de  $M_w$  7,6 en la falla de Polochic [White, 1985] o el terremoto de  $M_w$  7,5 de Motagua de 1976 [Kanamori y Stewart, 1978]. El límite Caribe - Coco representa la zona subducción de la segunda placa bajo la primera, siendo la velocidad de aproximación de ambas placas entre 70 y 90 mm/año en función del punto elegido a lo largo de la Fosa Mesoamericana [DeMets, 2001]. La sismicidad define claramente la zona de Benioff, caracterizada por tener un buzamiento alto en la subducción bajo el bloque de Chortís, lo que propicia la ocurrencia de sismos hasta una profundidad máxima de unos 280 km. Pese al alto nivel de sismicidad y la elevada velocidad de convergencia, el efecto del proceso de subducción no parece producir deformaciones muy elevadas sobre el bloque de Chortís debido posiblemente al bajo grado de

acoplamiento existente entre las dos placas [Pacheco et al., 1993; Guzmán-Speziale y Gómez-González, 2006; Lyon-Caen et al., 2006; Álvarez-Gómez et al., 2008; Franco et al., 2012].

Además de estas dos grandes estructuras principales encontramos otras de menor extensión:

1. *Región de pliegues y cabalgamientos de Chiapas*: Localizada al norte de la falla de Motagua, en la provincia Mexicana de Chiapas y en el noroeste de Guatemala. Se trata de una región de pliegues y cabalgamientos de edad post-Miocena que enlazan al este con la zona de cizalla de Motagua y al oeste con la región de desgarres siniestros de Chiapas (Figura 2.5). Ambas estructuras parecen estar asociadas formando un relevo compresivo y distribuyendo parte de la deformación asociada al límite Norteamérica - Caribe [Guzmán-Speziale y Meneses-Rocha, 2000].
2. *Región de grábenes del bloque de Chortís occidental*: Al sur de la falla de Motagua la deformación se caracteriza por la presencia de una serie de grábenes y fallas normales de dirección aproximada N-S y NNO-SSE. Estos grábenes se extienden desde el arco volcánico en Guatemala (Graben de Guatemala) hasta la depresión de Honduras (Figura 2.5). Evidencian la tectónica extensiva de dirección aproximada E-O presente entre los grábenes de Guatemala e Ipala al oeste, y la depresión de Honduras al este. Esta deformación alcanza una tasa de 8 - 10 mm/año [Guzmán-Speziale, 2001; Lyon-Caen et al., 2006].
3. *Arco Volcánico Centroamericano*: Definido aproximadamente sobre la línea de profundidad 100 km de la zona de Benioff. Se extiende de forma paralela a la Fosa Mesoamericana desde Costa Rica hasta su intersección con la falla de Polochic al noroeste. El arco volcánico puede dividirse en tres segmentos con características estructurales diferentes [Álvarez-Gómez, 2009], aunque clásicamente se han identificado dos estructuras principales: Depresión Volcánica Centroamericana y Falla de Jalpatagua.
4. *Depresión Volcánica Centroamericana*: Reconocida en principio en Nicaragua, con una falla principal en el margen sur de la depresión formando un semigraben [McBirney y Williams, 1965], aunque para van Wik de Vries [1993] no existe tal falla principal sino que considera que se trata de un relevo de fallas menores. A pesar de su marcado relieve negativo, la actividad sísmica actual muestra eventos de desgarre en lugar de eventos normales, lo que ha conducido a varios autores a defender la existencia de un movimiento en desgarre diestro a lo largo del arco en Nicaragua [Mann et al., 1990; Weinberg, 1992], aunque la ausencia de fallas principales paralelas a la fosa ha hecho que se plantee la existencia de algún tipo de tectónica de rotación de bloques en dominó [La Femina et al., 2002]. Estudios recientes de GPS han confirmado la existencia del desplazamiento hacia el noroeste relativo a la placa de Caribe del bloque de antearco [Turner III et al., 2007].
5. *Zona de Falla de El Salvador*: La mayor parte de los autores [Gordon y Muehlberger, 1994; James, 2007] consideran que la depresión de Nicaragua se extiende de forma más o menos discontinua, o con menor expresión en el relieve, por El Salvador. Se basan en la similitud geológica entre ambos países y la existencia entre medias del Golfo de Fonseca. La dirección de la estructura cambiaría entonces de NO-SE a E-O [Gordon y Muehlberger, 1994; James, 2007]. Sin embargo, estudios recientes muestran cómo la deformación en El Salvador tiene lugar a favor de estructuras de desgarre diestro de dirección aproximada E-O [Martínez-Díaz et al., 2004; Corti et al., 2005] y que no existen evidencias de la presencia de algún tipo de graben similar al de Nicaragua. En todo caso podrían formarse cuencas de tipo *pull-apart* en los relevos diestros de la estructura principal [Corti et al., 2005; Álvarez-Gómez et al., 2006; Agostini et al., 2006].
6. *Falla de Jalpatagua*: La Zona de Falla de El Salvador [Martínez-Díaz et al., 2004] es relevada de algún modo por la falla de Jalpatagua en Guatemala, produciéndose un cambio de dirección del arco y sus estructuras asociadas según NO-SE. Esta falla da lugar a un escarpe muy claro en la



topografía [Muehlberger y Ritchie, 1975]. Presenta evidencias de movimiento diestro [Carr, 1976] y desaparece aproximadamente al sur del graben de Guatemala [Gordon y Muehlberger, 1994].

7. *Falla de Guayape*: Esta falla es una estructura muy continua que atraviesa Honduras de norte a sur, desde la costa del Caribe hasta la del Pacífico en el Golfo de Fonseca, a lo largo de más de 300 km [Gordon y Muehlberger, 1994] según una dirección N30°E. A pesar de su marcada expresión en el relieve que llega a controlar de manera evidente la red de drenaje [Muehlberger, 1976] no ha tenido actividad sísmica destacable en tiempo reciente.

## 2.4. Unidades geomorfológicas de El Salvador

En El Salvador se distinguen cuatro unidades geomorfológicas (Figura 2.6) con un marcado origen tectónico (Montaña Fronteriza o Cordillera del Norte, Gran Depresión Central o Valle Central, Cadena Volcánica Joven, y Cadena Costera), pues su desarrollo está condicionado por el contexto geodinámico en el que se encuentra el país: tasa de subducción elevada responsable de la intensa fracturación, y elevada actividad sísmica y volcánica. Cada una de ellas forma una banda de orientación E-O que se extiende por el país paralelamente a la costa [Weyl, 1980]. La unidad situada más al norte es la denominada Montaña Fronteriza o Cordillera del Norte. Está compuesta por tres grandes grupos de montañas que sirven de frontera natural con Honduras. Está constituida esencialmente por rocas plutónicas del Terciario. Al sur de estas montañas está el Valle Central. Su relieve se caracteriza por alcanzar pendientes de entre 30 y 50%. Más al sur se elevan los volcanes cuaternarios que atraviesan el país de este a oeste, constituyendo la Cadena Volcánica Joven, y que forman parte del Arco Volcánico de El Salvador. Resultan del proceso de subducción, y su actividad está espacialmente confinada a los segmentos de falla, estando ausente en las cuencas *pull-apart*. Comprende 21 volcanes, 3 de los cuales han entrado en erupción después de 1900 [Siebert y Simkin, 2002]. Estos volcanes pertenecen al denominado Cinturón de Fuego del Pacífico. Dicha Cadena Volcánica, que supone alrededor del 12% de la superficie del país, está compuesta, a su vez, por estratovolcanes aislados, compuestos, y calderas volcánicas. Al sur del Valle Central se levantan tres relieves que conforman la Cadena Costera, y representan la cuarta unidad geomorfológica. Estos relieves son: Tacuba, en el borde oeste, limitando con Guatemala; la Cordillera de El Bálsamo, situada al sur y oeste de la capital; y la Cordillera de Jucuarán, que bordea el Golfo de Fonseca por el este. Entre estas cordilleras costeras existen dos Planicies Costeras, que podrían considerarse como la quinta unidad. Se trata de llanuras aluviales constituidas por la coalescencia de abanicos aluviales alimentados desde los relieves volcánicos interiores. El delta del río Lempa y la península de Acajutla son los elementos más prominentes dentro de las planicies costeras.



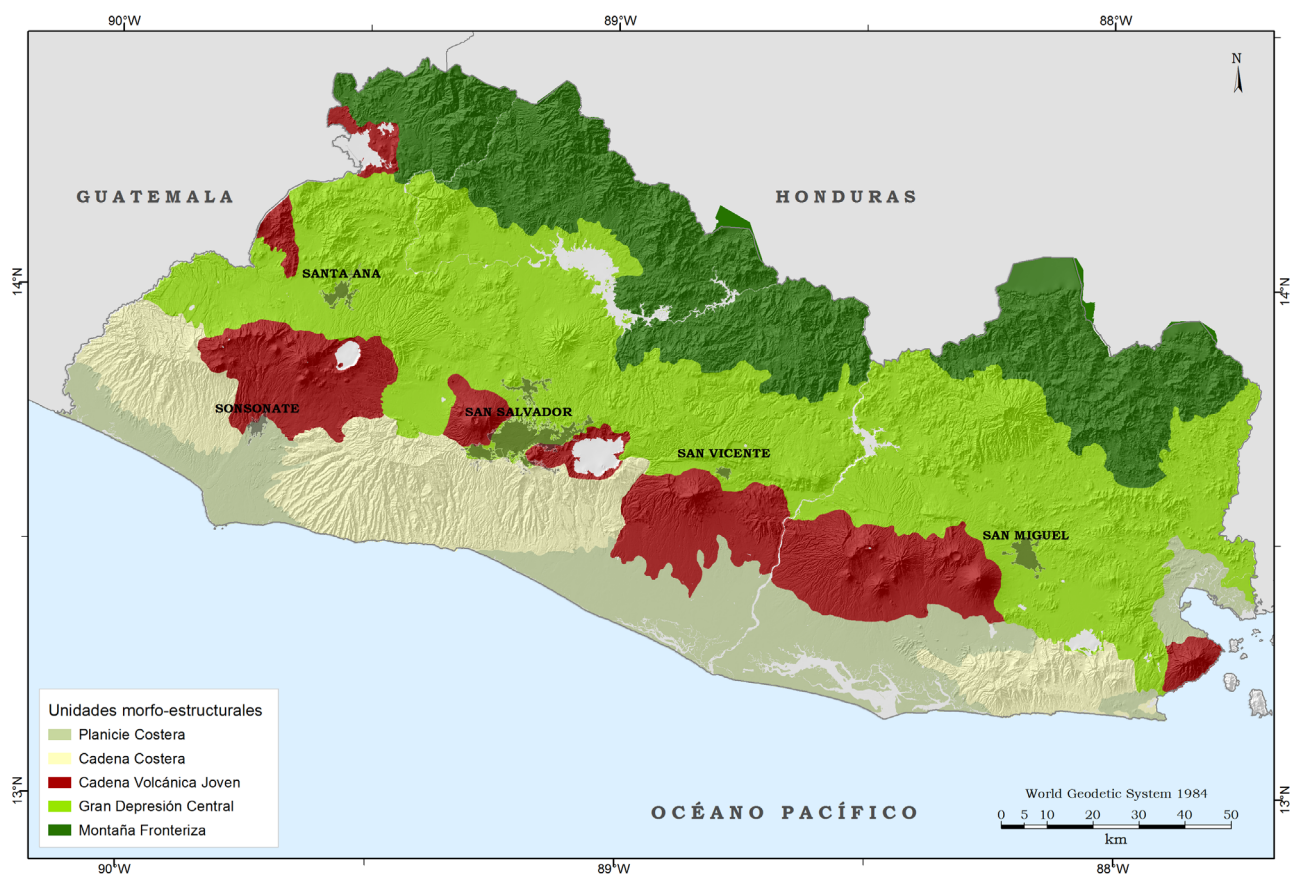


Figura 2.6: Mapa de unidades geomorfológicas SNET. [2006].

La costa aluvial, debido a su bajo relieve, se caracteriza por una serie de islas barrera alargadas que dan lugar a grandes lagunes.

El rasgo más distintivo del relieve de El Salvador lo constituye el frente volcánico activo. Se dispone paralelamente a la Fosa Mesoamericana a lo largo de una depresión. En el oeste del país, los estratovolcanes Izalco y Santa Ana se elevan en una zona fuertemente controlada por fallas, al igual que la caldera Coatepeque [Carr y Pontier, 1981]. Estos edificios volcánicos son la fuente de ignimbritas andesíticas cuaternarias que se extienden hacia el norte en el arco volcánico. El volcán San Salvador, próximo a la capital del país, está compuesto por varios centros eruptivos cuaternarios, incluyendo el gran cráter de El Boquerón [Major et al., 2001 y 2004; Sofield, 2004].

La caldera de Ilopango, aproximadamente en el centro de El Salvador, ahora un gran lago, se creó por sucesivos colapsos del edificio que dieron lugar a la emisión de cantidades importantes de tefras depositadas en el centro del país [Mann et al., 2004; Rolo et al., 2004]. Al sureste del Ilopango se encuentra el volcán San Vicente, un complejo conjunto de dos estratoconos [Major et al., 2001] que generó un *debris avalanche* y depósitos de *lahar* durante el Cuaternario alcanzando una extensión de 25 km. El volcán San Miguel, compuesto principalmente por basaltos, se encuentra al este de El Salvador y es el más activo del país.

La costa de El Salvador, al sur del arco volcánico, consiste en una gran llanura aluvial con buzamiento hacia el océano Pacífico [Short, 1986] formada por clastos y sedimentos volcánicos arrastrados de las zonas altas y depositados por los ríos. Estas zonas están poco afectadas por fallas en fuerte contraste con la muy tectonizada línea de costa entre Costa Rica y Panamá.

El norte del país forma parte del denominado Terreno Meridional de Chortís [Rogers et al., 2007], formado por capas piroclásticas miocenas de unos 2 km de espesor, depositadas sobre un basamento de rocas metamórficas de origen ígneo que apenas afloran. En esta zona se puede apreciar la terminación de los

valles extensionales de orientación N-S que se extienden hacia el norte hasta la falla de Motagua-Polochic, producidos por el movimiento relativo del bloque de Chortís hacia el este [Burkart y Self, 1985; Manton, 1987; Gordon y Muehlberger, 1994; Guzmán-Speziale, 2001; Rogers et al., 2002; Rogers et al., 2005].

## 2.5. Geología y estratigrafía de El Salvador

Desde el punto de vista geológico, El Salvador es un país relativamente joven, donde la mayor parte del territorio está ocupado por materiales recientes del Plio-Cuaternario y de origen volcánico (Figura 2.7). Se trata de rocas efusivas de composición riolítica, dacítica, andesítica y basáltica, así como materiales piroclásticos [Bosse et al., 1978] (Figura 2.8). También se encuentran rocas ígneas de carácter intrusivo, clasificadas como granitos, granodioritas, monzonitas y dioritas. Afloran en la Cordillera del Norte. Los materiales más antiguos son del Mesozoico (Jurásico – Cretácico), y de origen sedimentario, comprendiendo de forma general calizas, conglomerados de cuarzo y areniscas. Afloran en una zona muy reducida, en el extremo noroeste del país, representando menos del 5% del total de los materiales geológicos del territorio salvadoreño. Su origen está relacionado con una trasgresión marina y posterior levantamiento isostático. Los depósitos más recientes están formados por cenizas volcánicas no consolidadas, lapilli, depósitos de coladas piroclásticas, y brechas. En muchas partes del país afloran niveles volcanosedimentarios de poca extensión procedentes de antiguos depósitos piroclásticos re TRABAJADOS y depositados en ambiente fluvial y lacustre además de depósitos de diatomitas y lignitos. Estos depósitos cuentan con intercalaciones de productos piroclásticos, lo cual indica que son contemporáneos con la actividad volcánica reciente. La mayor parte del territorio (dos terceras partes) está ocupado por depósitos piroclásticos recientes poco consolidados, que pueden tener espesores muy elevados. En la Figura 2.9 y 2.10 se presentan un cuadro resumen de las foraciones geológicas y una columna estratigráfica general de los materiales que afloran en el país.

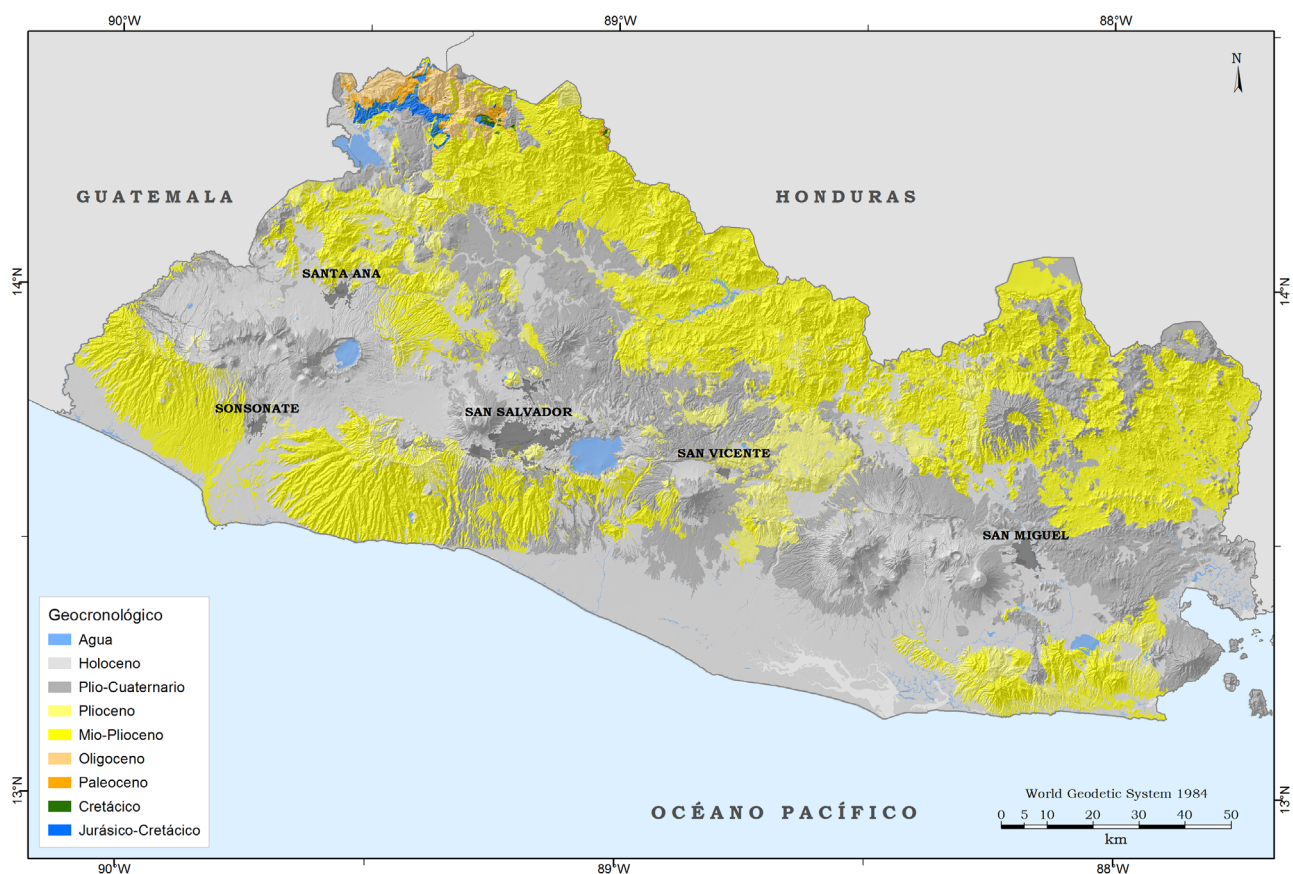


Figura 2.7: Mapa geocronológico de El Salvador.

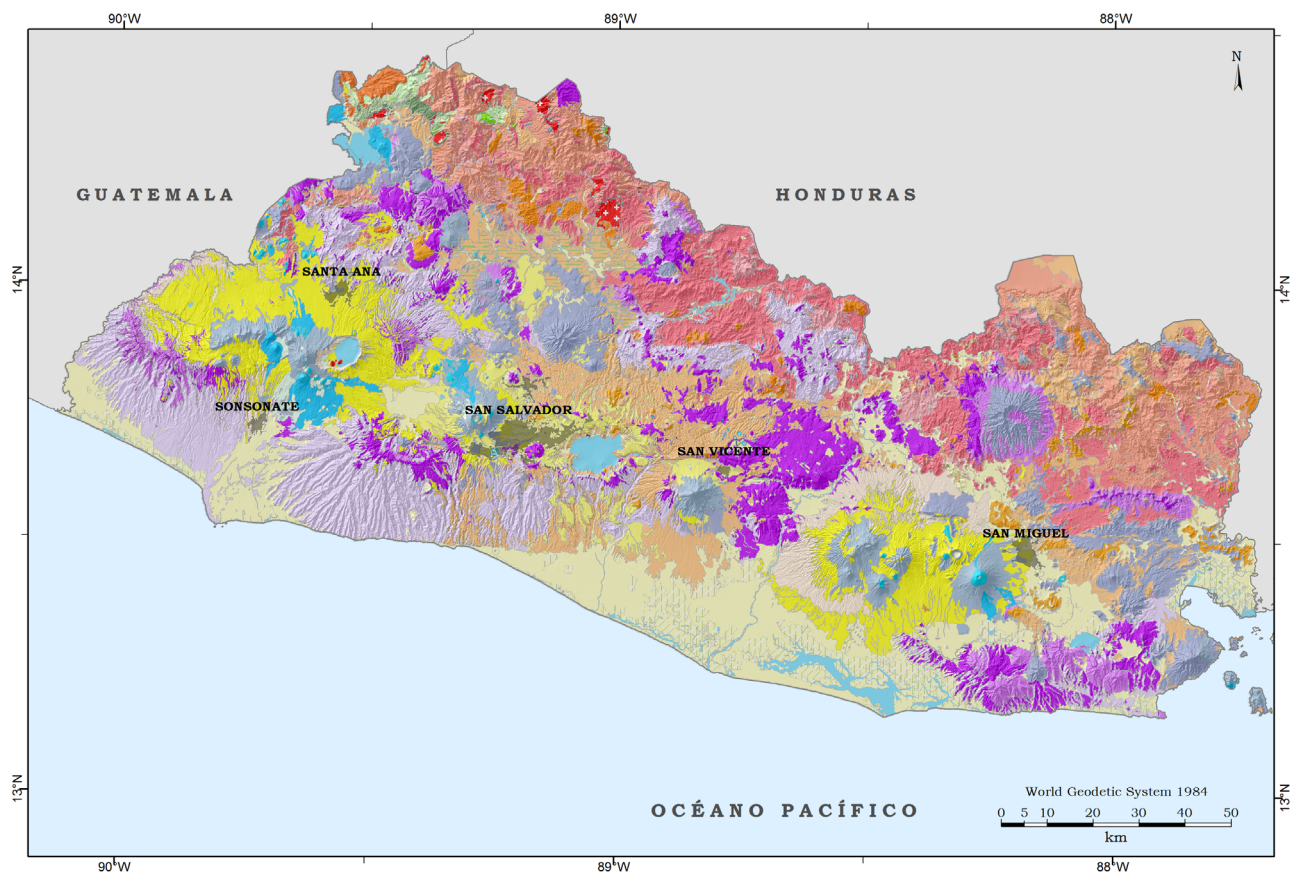


Figura 2.8: Mapa geológico de El Salvador. Bosse et al. [1978].



Mesozoico		Cenozoico																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																						
		Neógeno			Cuaternario																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																			
Jurásico	Cretácico	inf.	sup.	Paleógeno		Neógeno																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																		
				Paleoceno	Eoceno	Oligoceno	Mioceno	Plioceno	Pleistoceno	Holoceno																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																														

Figura 2.9: Cuadro resumen de las formaciones y unidades geológicas de El Salvador, Bosse et al. [1978].

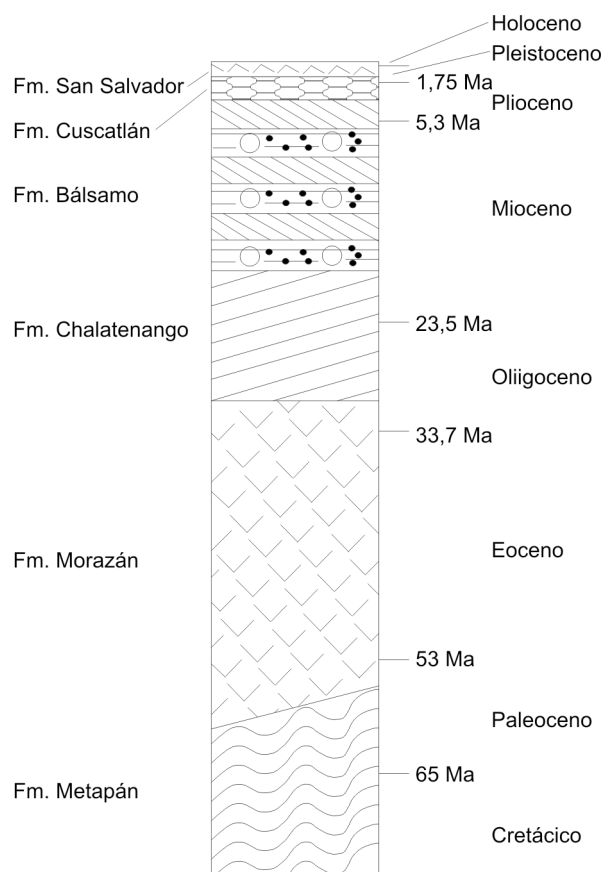


Figura 2.10: Columna estratigráfica de síntesis de las formaciones litológicas de El Salvador. Hernández [2004].

Las formaciones que tienen mayor extensión en el territorio salvadoreño son las siguientes:

*Formación Bálsamo* (Figura 2.11): Es la más antigua que aflora en el área de estudio (Mioceno-Plioceno). Los afloramientos son reducidos pues el área en sí se encuentra cubierta por los depósitos volcánicos más jóvenes procedentes del colapso de la caldera Ilopango y los materiales emitidos por el volcán San Salvador. Esta formación está compuesta por rocas volcánicas ácidas en el nivel inferior (unidad b1) y de intermedias a básicas (unidades b2 y b3) en la parte superior. Abundan los aglomerados con intercalaciones de tobas volcánicas consolidadas y coladas de lava desde basaltos a andesitas. Existen paleosuelos de color rojizo de gran potencia (hasta 20m).

- *Unidad b1*: Corresponde a depósitos epiclásticos volcánicos y piroclásticos y localmente rocas efusivas básicas-intermedias intercaladas.
- *Unidad b2*: Está formada por rocas efusivas básicas e intermedias, piroclastitas, y epiclastitas volcánicas subordinadas. Están afectadas por un intenso diaclasado que ocasiona la fragmentación de la roca en bloques de pequeño tamaño. Las diaclasas están rellenas por un material de color marrón claro que al meteorizarse y alterarse genera suelos arcillosos algo arenosos.
- *Unidad b3*: Está compuesta por rocas efusivas básicas-intermedias y piroclastitas.



*Figura 2.11: Formación Bálsamo. Material brechificado con bloques heterométricos andesíticos dentro de una masa de cenizas volcánicas.*

*Formación Cuscatlán* (Figura 2.12): Abarca desde el Plioceno Superior hasta el Pleistoceno Inferior y comprende las unidades piroclásticas más antiguas procedentes del colapso de la caldera Ilopango, compuestas por múltiples ignimbritas consolidadas de color rosado y beige, y tobas cineríticas de color blanco. Está constituida por piroclastitas (localmente tobas), y epiclastitas con intercalaciones de rocas efusivas. Predominan las facies de cuenca (*unidad c1*), tobas félsicas en la base y coladas efusivas félsico-intermedias en la parte superior.

- *Unidad c1*: Son piroclastitas ácidas y epiclastitas volcánicas. Son muy abundantes las facies de cuenca (estos mismos materiales resedimentados por la acción fluvial y lacustre). Se trata de ignimbritas y tobas. Las ignimbritas de color rosado poseen una matriz de cenizas finas-medias con abundantes pómece. Su origen está relacionado con múltiples coladas piroclásticas continuas resultantes del colapso de la caldera Ilopango.
- *Unidad c2*: Está compuesta por rocas efusivas ácidas. Son lavas dacíticas que forman pequeños domos cuya orientación está controlada por la fracturación E-O. A pesar de su aspecto masivo se encuentran afectadas por una intensa fracturación.
- *Unidad c3*: Son rocas efusivas básicas-intermedias: lavas basálticas, fracturadas, diaclasadas y alteradas cuyo origen está relacionado con la formación de la llamada Depresión o Valle Central. Las piroclastitas, tobas piroclásticas y epiclastitas, cuando no están alteradas, son masivas y densas, mientras que cuando están meteorizadas, se desintegran en un material arcilloso, algo arenoso, que da lugar a la formación de suelos rojizos muy característicos.



*Figura 2.12: Formación Cuscatlán. Intercalaciones de ignimbritas, cenizas y paleosuelos. Se caracteriza por estar afectada por una intensa fracturación y por la presencia de paleosuelos.*

**Formación San Salvador** (Figura 2.13): Corresponde a los productos efusivos y explosivos que fueron emitidos desde el Pleistoceno Superior hasta el Holoceno por el volcán San Salvador y durante el colapso de la caldera Ilopango. Se conocen varias unidades pero las más importantes son la unidades s3'a y s4. La primera es conocida localmente como “Tobas de Color Café” por su característico color. Se trata de piroclastitas ácidas de color marrón amarillento y epiclastitas volcánicas. Estos depósitos de pómeceos representan tres épocas eruptivas separadas por sendos periodos de inactividad, durante los cuales se desarrollaron paleosuelos. La Unidad s4 (Figura 2.13 a), es conocida como “Tierra Blanca”. Está compuesta por los depósitos de caída y coladas piroclásticas procedentes del colapso de la caldera Ilopango. Se trata de piroclastitas y epiclastitas ácidas. Los productos de esta unidad están formados principalmente por oleadas piroclásticas, depósitos de coladas piroclásticas o ignimbritas y las coignimbritas asociadas. Se dividen, volcanoestratigráficamente, en ocho unidades, que pueden presentar diferente comportamiento mecánico, [Hernández, 2004].



*Figura 2.13 (a): Talud abierto a 90° gracias a la elevada cohesión aparente que presentan los piroclastos de la Unidad Tierra Blanca Joven (b). Toba Color Café extraída de una de las calicatas.*



*Depósitos cuaternarios:* Están compuestos por sedimentos aluviales (gravas, arenas, limos y arcillas) depositados en los cauces de los ríos y en depresiones locales, todos ellos procedentes de la erosión de la unidad Tierra Blanca.

## 2.6. Tectónica y estructura de El Salvador

Como ya se ha comentado anteriormente, la estructura, tectónica, y por tanto la sismicidad de El Salvador, son consecuencia de la interacción entre las placas litosféricas del Caribe y del Coco. La placa del Coco subduce según la dirección SO-NE bajo la placa del Caribe a lo largo de la Fosa de Subducción Mesoamericana. La convergencia entre dichas placas se produce a una velocidad de 73-84 mm/año [DeMets, 2001], hecho que se traduce en la existencia de una tasa de actividad sísmica muy elevada. El Salvador se encuentra en la placa del Caribe, próximo a sus márgenes norte y oeste. Esta placa interacciona al norte con la placa de Norteamérica a través de la falla de Motagua, situada a unos 100 kilómetros del borde nororiental de El Salvador y que tiene un movimiento sinistral. El movimiento relativo asociado con este sistema de fallas se estima en unos 21 mm/año de media [DeMets et al., 2007].

Medidas de GPS en El Salvador, sur de Honduras, y Nicaragua indican que el bloque de antearco centroamericano se mueve con una tasa de  $15 \pm 2$  mm/año hacia el WNW-NW con referencia a la placa del Caribe [Alvarado et al., 2011]. La subducción de la placa del Coco frente a la costa de El Salvador es ortogonal a la fosa mesoamericana [Alvarado, 2008], descartándose entonces la oblicuidad del proceso como posible explicación del movimiento paralelo a la fosa del antearco salvadoreño como propone DeMets [2001]. Dicha situación sí se produce frente a la costa de Nicaragua, donde la placa de Coco subduce con hasta 25° de oblicuidad en la parte sureste [Alvarado et al., 2011]. Sin embargo, las medidas de GPS tanto en El Salvador como en Nicaragua indican claramente que el proceso de subducción ejerce poca o ninguna tracción en la base del antearco y por tanto no influye en el movimiento de éstos. Alvarado et al. [2011] y La Femina et al. [2009], apuntan que el movimiento hacia el noroeste del antearco nicaragüense está motivado por la colisión de la Cresta de Coco con el borde continental de Costa Rica, que causa a su vez el desplazamiento del antearco salvadoreño hacia el W-NW a lo largo de la fosa [Alvarado et al., 2011], todo ello debido al bajo acoplamiento de sus bases [Álvarez-Gómez et al., 2008]. Los resultados del trabajo de Correa-Mora et al. [2009] son consistentes con esta hipótesis aunque no constituyen una prueba de la misma. No obstante, para Lyon-Caen et al. [2006], Álvarez-Gómez et al. [2008], Rodríguez et al. [2009], Authemayou et al., [2011], Franco et al. [2012], entre otros, el modelo tectónico que explica la deformación consiste en un pinzamiento en la zona de Guatemala, de manera que el movimiento relativo entre Caribe y el bloque de antearco es el responsable de la deformación existente en el arco volcánico al ser arrastrado el bloque hacia el noroeste por la placa de Norteamérica.

La deformación activa en el arco volcánico es resultado de la deriva relativa del bloque de Chortís hacia el este con respecto al proarco y a Norteamérica [Álvarez-Gómez et al., 2008] y se resuelve a lo largo de una zona de cizalla dextral transtensiva denominada Zona de Falla de El Salvador (ZFES) [Martínez-Díaz et al., 2004] que atraviesa El Salvador desde Guatemala hasta El Golfo de Fonseca [Corti et al., 2005], constituyendo una de las principales estructuras de deformación en el arco volcánico centroamericano. La ZFES está compuesta por un sistema de fallas principales con direcciones entre N90°-100°E y fallas secundarias con direcciones entre N120°-170°E, que se extienden a lo largo de más de 150 km y una anchura de unos 20 km [Martínez-Díaz et al., 2004]. Canora-Catalán [2011], basándose en la geometría, la distribución de la sismicidad, la morfología de la zona de falla, distingue cinco segmentos principales para la ZFES (Figura 2.14) que de oeste a este son: segmentos Oeste, San Vicente, Lempa, Berlín y San Miguel.



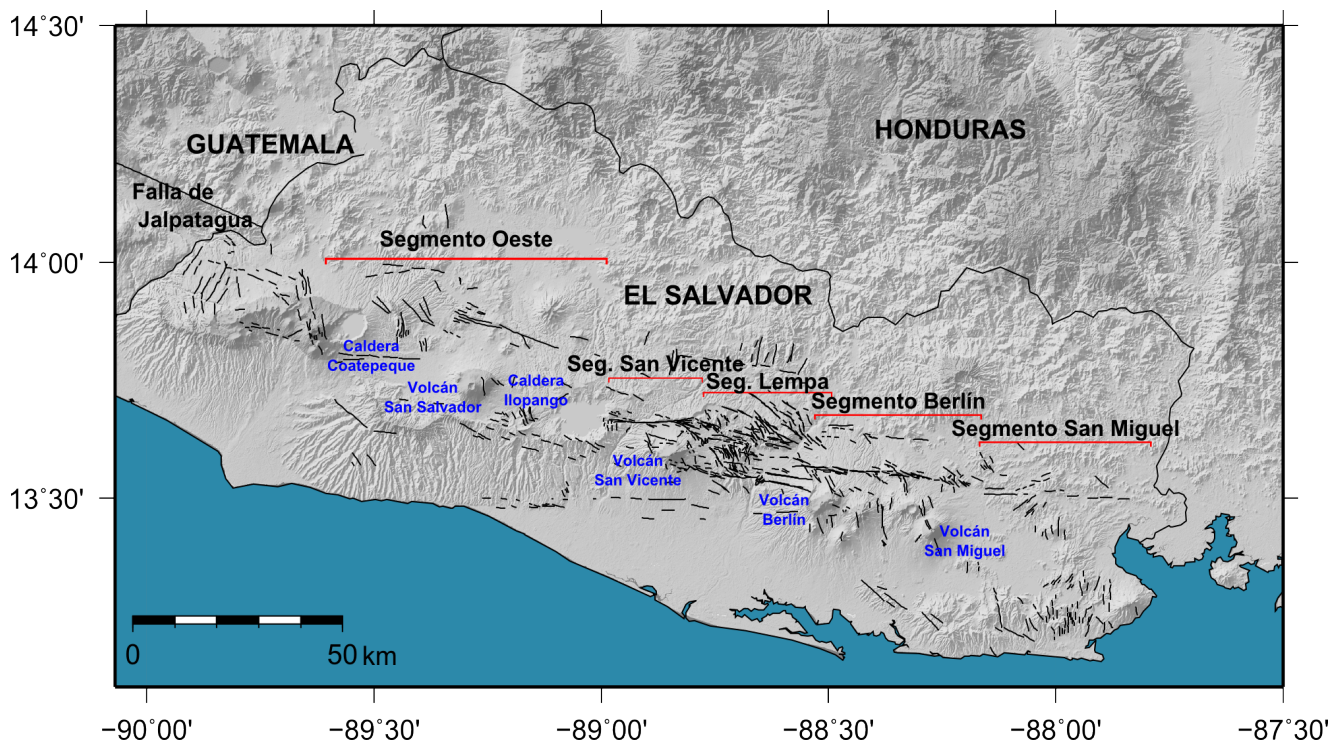


Figura 2.14: Modelo digital de Elevación (MDE) con las principales fallas activas y los segmentos que componen la Zona de Falla de El Salvador. Canora-Catalán [2011].

**Segmento Oeste:** Al oeste de la capital, San Salvador, la ZFES no se distingue tan claramente en cuanto a su geometría y geomorfología, pero en base a la presencia de algunas fallas aisladas pero bien desarrolladas de direcciones E-O, NO-SE y NNO-SSE, como la falla de Guaycume, se puede llegar a identificar como tal. En este segmento la deformación está distribuida en una banda muy ancha en la que interaccionan fallas secundarias de distintas direcciones y cinemáticas. Este segmento, aún muy poco estudiado, enlazaría con la falla de Jalpatagua, ya en territorio guatemalteco.

**Segmento San Vicente:** Se extiende desde la caldera del Ilopango hasta las proximidades de la ciudad de San Vicente con una longitud aproximada de 21 km. Tiene una zona de desplazamiento principal muy clara de dirección E-O (desgarre casi puro), en la que se concentra la deformación, y varias fallas secundarias con direcciones NO-SE. Fue la fuente del terremoto del 13 de Febrero de 2001.

**Segmento Lempa:** Desde San Vicente hasta el río Lempa. Tiene aproximadamente 28 km de longitud. La deformación se distribuye en una banda con una anchura de unos 15 km. En este segmento, los depósitos volcánicos de las sierras que rodean el valle del Lempa, así como el relleno aluvial del mismo, se encuentran afectados por tres tipos de fallas: fallas normales de direcciones NNO-SSE y NO-SE, con una fuerte componente horizontal, y fallas de desgarre de dirección E-O. Algunas de las fallas normales presentan sus extremos con cierta rotación asociada a perturbaciones locales del campo de esfuerzos.

**Segmento de Berlín:** Desde el río Lempa hasta el volcán San Miguel. Tiene unos 24 km de longitud. Posee las mismas características que el segmento Berlín, es decir, zona de deformación bien definida en un desgarre dextral, de dirección E-O, y con fallas secundarias NO-SE. Entre este segmento y el de San Vicente hay un relevo dextral de tipo *releasing step-over* en el cual la deformación queda algo

más distribuida y se genera una cuenca de tipo *pull-apart*.

*Segmento de San Miguel:* Se extiende unos 50 km desde las proximidades del volcán San Miguel hasta el Golfo de Fonseca, donde presenta una menor homogeneidad estructural y comprende un gran número de pequeñas fallas *en echelon* que se relevan hacia la izquierda, sin que exista una zona de falla principal que concentre la deformación. La morfología, estructura, y sismicidad de este segmento es consistente con un estadio de desarrollo temprano de las zonas de fallas de desgarre [Sylvester, 1988], que puede estar asociado a una menor tasa de movimiento.

## 2.7. Sismicidad en El Salvador

La historia sísmica revela que El Salvador se sitúa dentro de una de las zonas más activas del planeta, presentando una intensa actividad (Figura 2.15) que en la mayoría de las ocasiones es muy destructiva. Durante los últimos cien años ha sufrido de media un terremoto destructivo cada década, y su capital, San Salvador, es probablemente la ciudad de América Latina más frecuentemente dañada por causa de terremotos [López *et al.*, 2004], habiendo sufrido desde 1576 grandes daños o destrucción total en al menos doce eventos de arco volcánico [Lomnitz y Schulz, 1996; Harlow *et al.*, 1993] y en cinco de subducción [Lardé, 1960; Harlow *et al.*, 1993]. Se estima que en estos eventos han perdido la vida más de 3.000 personas como consecuencia de la propia sacudida y de las inestabilidades de ladera asociadas [White y Harlow, 1993; Bommer *et al.*, 2002].

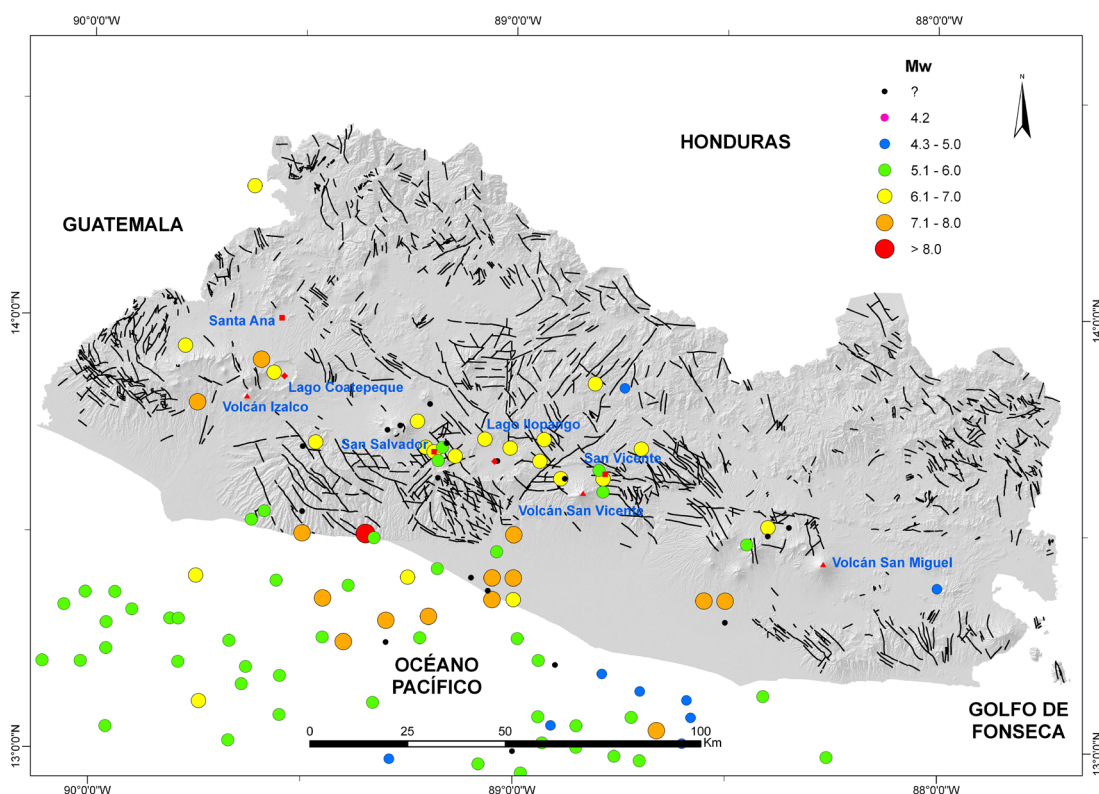


Figura 2.15: Proyección, según la magnitud  $M_w$ , de la sismicidad ocurrida en El Salvador desde 1524 hasta 2013. Los datos de los terremotos proceden de la bibliografía citada en la Tabla 2.1.

Como ya se ha comentado previamente, el elevado nivel de actividad sísmica en El Salvador es consecuencia del contexto geodinámico en el que está inmerso, distinguiéndose dos fuentes principales de terremotos: zona de subducción y arco volcánico. Los terremotos de mayor magnitud ( $M_w > 7$ ) son producidos por

la convergencia de las placas litosféricas de Cocos y del Caribe en la fosa de subducción Mesoamericana. Estos sismos tienen lugar a lo largo de la zona de Wadati-Benioff, dentro de la placa subducente de Cocos, con hipocentros que van desde 40 hasta 200 km de profundidad. Se generan mediante dos mecanismos diferentes: falla inversa en la interfase de subducción, y falla normal en la placa subducente como consecuencia de las fuerzas extensionales que se generan durante su flexión [Isacks y Baranzagi, 1977]. Estos terremotos, pese a su elevada magnitud, producen daños moderados en el continente debido a la lejanía de la fuente sísmica y su profundidad, afectando principalmente al centro y sur del país. La segunda fuente, y la responsable de los terremotos más destructivos, se localiza en el continente, en las fallas existentes a lo largo del arco volcánico y que constituyen la ZFES [Martínez-Díaz *et al.*, 2004]. Generan terremotos en la corteza superior (con profundidades inferiores a 20 km), siendo de magnitud moderada ( $M_w$  5,5-6,8) [White, 1991]. No obstante, Canora-Catalán [2011] demuestra la posibilidad de que alguna de estas fallas haya producido y produzca en el futuro, terremotos con magnitudes  $M_w > 7$ . Esta zona de falla es considerada como la fuente responsable de algunos de los terremotos más destructivos debido a la poca profundidad a la que se generan, su baja recurrencia, y a la proximidad de zonas densamente pobladas. Se ha constatado que presenta una actividad sísmica continuada y alta a lo largo de los últimos cientos de miles de años [Álvarez-Gómez *et al.*, 2006].

Otro aspecto diferenciador entre los terremotos de subducción y de arco volcánico, y de gran relevancia para el objeto de estudio de este trabajo, las inestabilidades de ladera inducidas por sismicidad, es el tipo de movimiento del terreno que producen. Mientras los terremotos originados en la zona de subducción producen movimientos del terreno de amplitud relativamente baja, pero de larga duración, los originados en el arco volcánico producen movimientos con amplitudes apreciables y de poca duración [Bommer *et al.*, 1998] (Figura 2.16).

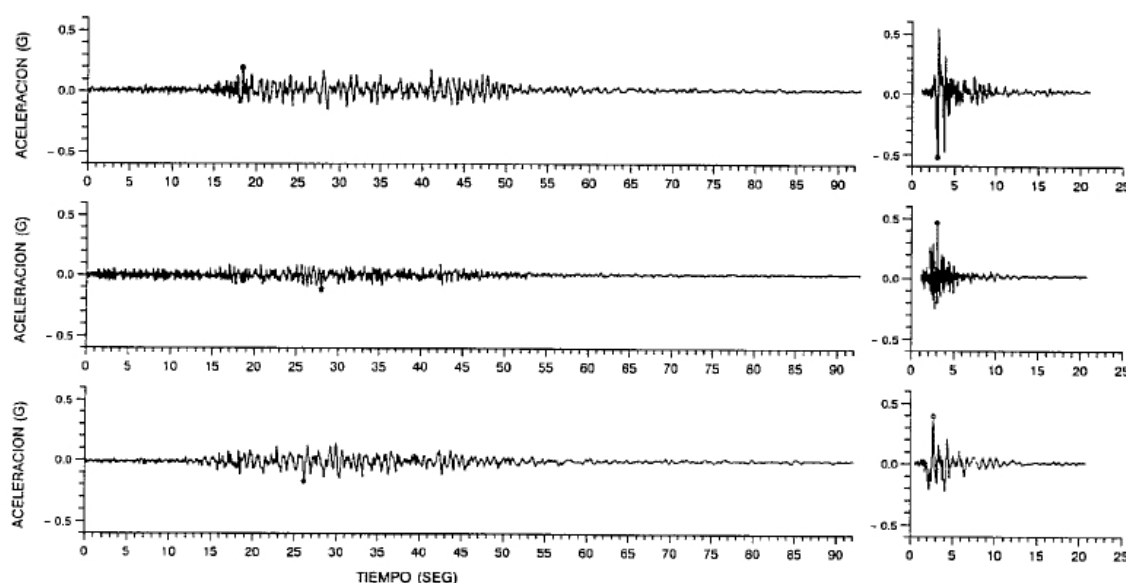


Figura 2.16: Registros de movimientos fuertes obtenidos en San Salvador para los sismos del 19 de Junio de 1982 (evento de subducción; acelerogramas de la izquierda) y el 10 de Octubre de 1986 (evento de arco volcánico; acelerogramas de la derecha), mostrando las diferencias entre los dos tipos de movimiento. Bommer *et al.* [1998].

Una característica importante de la zona del arco volcánico es la tendencia a que se produzcan sismos significativos separados en el tiempo, desde escasos minutos a varios años. Como ejemplo de los primeros se pueden citar los terremotos del 6 de mayo de 1951 en Jucuapa-Chinameca con magnitudes  $M_s$  6,0 y 6,2 y una diferencia en sus tiempos de ocurrencia de 5 minutos. También se presenta el caso de los sismos ocurridos el 7 de Junio de 1917 con magnitudes  $M_s$  6,5 y 6,4 y una diferencia temporal de 35 minutos [Martínez, 1978]. En cuanto a los segundos, la ocurrencia de un sismo significativo de subducción lleva





origen, uno de subducción y otro de corteza superior, como por su magnitud ( $M_w$  7,7 y  $M_w$  6,6), resultan lo suficientemente característicos como para pensar que eventos pasados de características similares pueden haber disparado las mismas tipologías de inestabilidades de ladera, y en áreas de dimensiones parecidas. Es por ello, que aun cuando la tabla está incompleta en este apartado, sigue siendo válida para estudiar en el tiempo el fenómeno de los deslizamientos inducidos por terremotos en El Salvador.

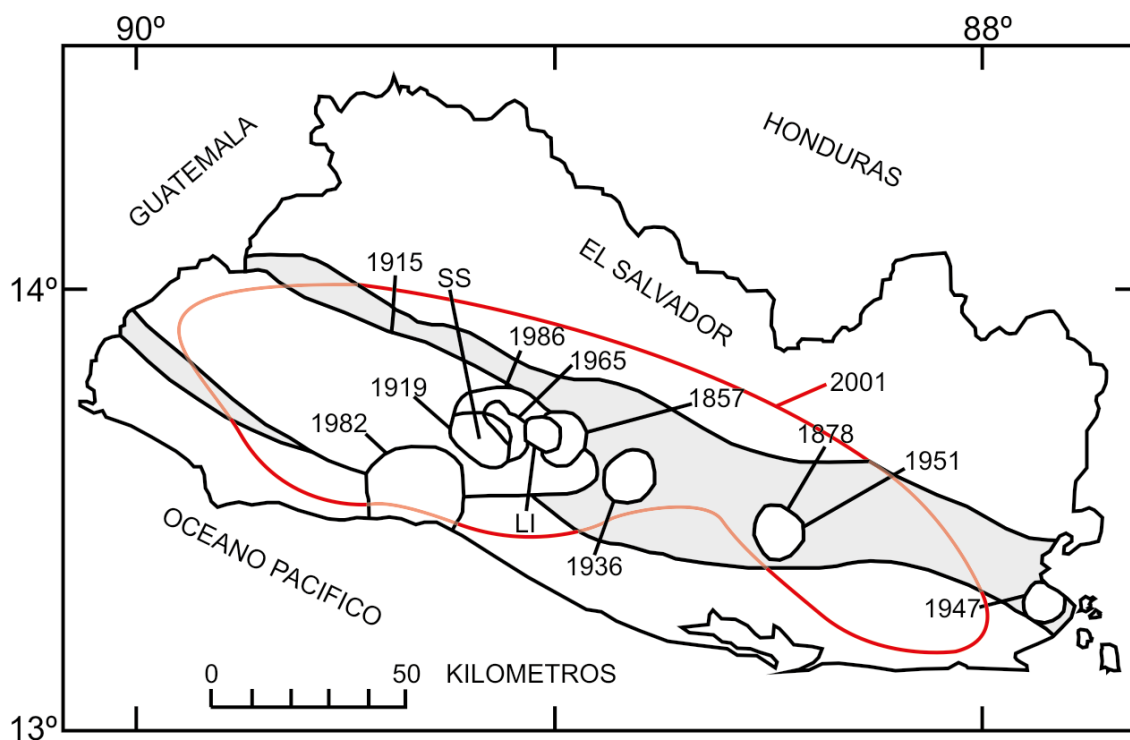


Figura 2.18: Áreas afectadas por inestabilidades de ladera producidas por terremotos históricos [Rymer y White, 1989]. Las líneas rojas delimitan las zonas afectadas por las inestabilidades inducidas durante los terremotos de 2001. LI: Lago Ilopango; SS: San Salvador.

La Tabla 2.1 muestra para cada evento, y siempre que la información exista o esté disponible, la fecha de ocurrencia, la localización epicentral, profundidad, origen, magnitud, área afectada por deslizamientos inducidos, máxima distancia epicentral para tres tipologías de inestabilidades siguiendo la clasificación propuesta por Keefer [1984], los mecanismos de rotura de éstas, y por último las fuentes de donde han sido obtenidos los datos.

A continuación se describen los terremotos que han producido inestabilidades de ladera en El Salvador durante el siglo XX y XXI.

## 1915

El 7 de Septiembre de 1915 ocurrió el terremoto de mayor magnitud que el país haya sentido hasta la fecha ( $M_w$  7,8). Tuvo su origen en la zona de subducción a una profundidad de unos 60 km. Alcanzó una intensidad máxima  $I_{MM}$  de IX (Intensidad en la escala Mercalli Modificada), causando amplia destrucción en la zona occidental del país, afectando particularmente a las ciudades de Juayúa y Salcoatitán, en las que prácticamente todas las casas quedaron derruidas [Lardé, 1960]. En Santa Ana murieron 5 personas. Se produjeron numerosas inestabilidades de ladera al norte de las poblaciones de Santa Catarina, Nahuizalco y Armenia, al igual que grietas en el suelo. La carretera a Juayúa quedó destruida por deslizamientos

rotacionales (*slumps*) y grietas. El cable a Costa Rica se cortó probablemente por causa de un deslizamiento submarino. [Rymer y White, 1989; Grases, 1994; Ambraseys, 1995; Ambraseys y Adams, 1996].

## 1919

El 28 de Abril de 1919, San Salvador sufrió un nuevo terremoto de poca profundidad,  $M_w$  6,1, e  $I_{MM}$  VII-VIII, con origen en la cadena volcánica. Ocasiónó graves daños en Soyapango, San Salvador, San Marcos y en los alrededores del Cerro San Jacinto [Martínez, 1978]. Se estimó que hubo 100 víctimas, muchos más heridos, y más de 1.000 damnificados [White y Harlow, 1993]. Se produjeron muchos deslizamientos en las laderas del Cerro San Jacinto [Rymer y White, 1989; Grases, 1994; Ambraseys, 1995].

## 1936

Un terremoto de  $M_w$  6,2 e  $I_{MM}$  VII-VIII tenía lugar el 20 de Diciembre de 1936 con origen en la cadena volcánica. Causó la destrucción total de San Vicente y San Esteban, y fuertes y moderados daños en Iztepeque, Tepetitán, Santo Domingo y Santa Clara [Martínez, 1978]. La cifra de víctimas oscila entre 100 y 200, 300 heridos y más de 1.000 damnificados. Se produjeron muchos deslizamientos en las laderas del volcán San Vicente. El ferrocarril y las carreteras dentro de la región epicentral fueron afectados por deslizamientos en suelos volcánicos. [Levin, 1940; Rymer y White, 1989; White y Harlow, 1993].

## 1951

El 6 y 7 de Mayo de 1951 se produjo una serie de tres terremotos con magnitudes de  $M_w$  6,1,  $M_w$  6,2, y  $M_s$  5,8 en la cadena volcánica. La suma de sus efectos resultó en la destrucción completa de Jucuapa, graves daños en Chinameca, San Buena Ventura y Nueva Guadalupe, daños considerables en Lolotique, Santiago de María, Alegría, El Triunfo, Berlín, California y Tecapán [Martínez, 1978]. Se estima que perdieron la vida más de 400 personas, hubo 1.100 heridos y 25.000 damnificados [White y Harlow, 1993]. Se produjeron deslizamientos en las laderas volcánicas cerca de Santiago de María. [Rymer y White, 1989; Ambraseys et al., 2001].

## 1965

El 3 de Mayo de 1965 se producía un nuevo terremoto en la cadena volcánica con epicentro situado al sureste de San Salvador. Con una profundidad de unos 18 km,  $M_w$  6,2 e  $I_{MM}$  VIII afectó severamente a San Salvador, principalmente las zonas de Soyapango, Ciudad Delgado e Ilopango, causando la muerte de 110 personas, 400 heridos y dejando 30.000 personas sin vivienda [Lomnitz y Schulz, 1966]. Este terremoto fue precedido por una alta actividad sísmica durante tres meses, registrándose más de 600 terremotos por día en Febrero y Mayo en la estación sismográfica de San Salvador (SSS) [Lomnitz y Schulz, 1966].

Se observó que las zonas de mayor intensidad se localizaron alejadas de la zona epicentral, en una región de rocas volcánicas, siendo los depósitos de Tierra Blanca donde se registraron las máximas intensidades, característica que pone de manifiesto la incidencia de la geología en el movimiento del terreno durante la acción de un sismo.

Al este del Lago de Ilopango existe una región de barrancos erosionables llamados arenales con paredes inclinadas de 90 a 120 metros de profundidad, en los cuales se observaron movimientos y asentamientos debido a la saturación parcial del suelo y a la acción de la sacudida. Numerosos deslizamientos en taludes artificiales y naturales de Tierra Blanca fueron observados durante la actividad sísmica de Febrero, durante y después del evento principal. Hubo casos puntuales de licuefacción en las cercanías de las orillas del Lago de Ilopango y asentamientos en rellenos artificiales no compactados.

El colapso de las casas tradicionales de adobe y bahareque fue la causa de la mayoría de muertes en el sismo, ya que el adobe es un material de pobre resistencia sísmica al ser muy pesado y de poca resistencia. Aunque el bahareque (sistema de construcción tradicional consistente en un estructura interior de madera o caña para conferir resistencia a las paredes de barro) en sí tiene un buen comportamiento sísmico, el uso

de tejados pesados aumenta su vulnerabilidad y debido a la deforestación se utilizan hoy en día maderas con calidad inferior. Ambos sistemas constructivos se deterioran rápidamente debido a la pérdida del repello y a la consiguiente erosión del adobe por falta de mantenimiento, y también el daño del refuerzo debido a la acción de la intemperie, insectos y roedores [Bommer, 1996].

## 1982

El 19 de Junio de 1982 un terremoto de  $M_w$  7,3,  $I_{MM}$  VII y origen en la zona de subducción a unos 83 km de profundidad, fue sentido en toda la República de El Salvador. Fue seguido de una intensa actividad con 174 réplicas en los 17 días posteriores al evento principal.

Hubo un total de 8 muertos y unos 5.000 damnificados con sus viviendas totalmente destruidas o seriamente dañadas. Según el Ministerio del Interior se estimó que unas 300 viviendas fueron destruidas y 1.330 fueron dañadas, siendo la mayoría de ellas de adobe y bahareque [Lara, 1983; Álvarez, 1982].

Las áreas de mayor intensidad ( $I_{MM}$  VII) se localizaron en el centro y suroeste de la República, siendo las ciudades con mayores daños San Salvador, Ahuachapán, Ataco, Comasagua, San Pedro Nonualco, San Miguel Tepezontes y San Juan Tepezontes. El área que abarcó la isosista  $I_{MM}$  VII fue de aproximadamente 5.200 km<sup>2</sup>, englobando una población de 3,2 millones de habitantes.

Se produjeron deslizamientos al suroeste de San Salvador en terraplenes y taludes casi verticales en materiales compuestos por cenizas volcánicas que cortaron el paso en la autopista Panamericana a la altura de Cojutepeque, y en algunas carreteras secundarias, como fue el caso de la carretera de Apopa a Comasagua, y en la frontera con Guatemala. [Álvarez, 1982; Lara, 1983; Rymer y White, 1989; Ambraseys y Adams, 1996]. La mayoría de zonas en donde se produjeron los mayores daños fueron en aquellas con construcciones de adobe y bahareque, donde se produjeron inestabilidades de ladera, y aquellas ubicadas sobre Tierra Blanca.

## 1986

El 10 de Octubre de 1986 ocurrió un terremoto de  $M_w$  5,7 a una profundidad de 10 km y epicentro próximo a la ciudad de San Salvador. La máxima intensidad en la capital fue de  $I_{MM}$  VIII-IX. Dejó un total de 1.500 muertos, 10.000 heridos y 100.000 damnificados [Bommer y Ledbetter, 1987; Harlow et al., 1993].

El total de los daños, incluyendo la pérdida en la producción, fue estimado entre 1,5 y 2,0 billones de dólares. El Ministerio de Planificación reportó que aproximadamente 23.000 casas de bahareque fueron destruidas en el terremoto y 30.000 fueron seriamente dañadas. Es de destacar el caso del edificio Rubén Darío en donde murieron unas 300 personas, y el Gran Hotel San Salvador donde murieron 12 personas.

El terremoto principal produjo cientos de inestabilidades de laderas en un área de al menos 200 km<sup>2</sup>, delimitada por la cadena costera, el cerro San Jacinto y el cerro de Mariona en la dirección N-S, y el Volcán de San Salvador y el Lago de Ilopango en la dirección E-O. La mayoría fueron generalmente pequeños (volumen < 100 m<sup>3</sup>), en cenizas volcánicas poco consolidadas, localizados en cortes inclinados de carreteras y taludes naturales y artificiales en barrancas. El deslizamiento más grande (300-1000 m<sup>3</sup>) destruyó tuberías de agua potable y las cimentaciones de varias casas. Es de destacar el deslizamiento en Santa Marta, donde fueron soterradas 100 casas situadas cerca de una barranca con la pérdida de unas 200 vidas. Los deslizamientos y caídas de roca pese a que fueron comunes en cortes de carreteras en los alrededores de la montañas de San Salvador, al ser pequeños no causaron daños significativos, pero sí afectaron al tráfico [Rymer, 1987].

Debido al crecimiento de la población en el Área Metropolitana de San Salvador y la necesidad de suelo para edificar, numerosas barrancas profundas han ido siendo rellenadas a lo largo de los años [Schmidt-Thomé, 1975], y la pobre compactación en las zonas de relleno provocó asentamientos del terreno causando graves daños. Un asentamiento que se inició con el terremoto del 3 de Mayo de 1965, dañó una

carretera, estimándose el volumen de éste en 30.000 m<sup>3</sup>. En los rellenos adyacentes a los puentes también se observaron asentamientos del orden de 6 cm [Melara, 1987].

## 2001

El terremoto del 13 de Enero de 2001 fue el primer desastre sísmico del S. XXI y el quinto terremoto destructivo que ha sufrido el país en los últimos 50 años. Su origen se localizó en la zona de subducción, a 40 km de profundidad, y su magnitud fue de  $M_w$  7,7. Un mes más tarde tenía lugar un segundo terremoto, esta vez en el interior del país en relación con la actividad de un segmento de la Zona de Falla de El Salvador [Martínez-Díaz *et al.*, 2004]. El epicentro se localizó cerca de San Pedro Nonualco. Pese a ser de menor magnitud que el de Enero,  $M_w$  6,6, causó cuantiosos daños, pues su foco fue más superficial (cercano a los 10 km) y próximo a zonas habitadas.

Entre los dos terremotos perdieron la vida cerca de 1.200 personas. La mitad de esta cifra se debió a dos grandes deslizamientos inducidos: el de Las Colinas, que acabó con la vida de 500 residentes; y el de Las Barrioleras, en el que perdieron la vida 100 personas. En gran parte del país (zona central y sur) se desencadenaron cientos de deslizamientos que contribuyeron a la destrucción de gran parte de las infraestructuras (carreteras, puentes, presas, redes eléctricas e hidráulicas, edificios públicos, colegios, hospitales, etc.).

Estos dos eventos suponen un ejemplo actual del potencial sísmico de la zona de subducción y de las fallas del arco volcánico. El evento de Enero guarda semejanza con el del 19 de Junio de 1982 en términos del mecanismo de generación, profundidad del hipocentro, y patrón de daños en el suroeste del país. También fue seguido por un terremoto superficial en la cadena volcánica, aunque no un mes más tarde, sino 4 años después, el 10 de Octubre de 1986. Este mismo proceso ya se observó incluso antes, con los sismos del 21 de Junio de 1932 (de subducción) y del 20 de Diciembre de 1936 (en el arco volcánico).



*Tabla 2.1: Características de los terremotos históricos y recientes ocurridos en El Salvador y de las inestabilidades inducidas por ellos.*

No	Fecha	Epicentro		Profundidad <sup>a</sup> (km)	Origen <sup>b</sup>	Magnitud <sup>c</sup>	Área afectada por inestabilidades (km <sup>2</sup> ) <sup>d</sup>	Máxima distancia epicentral (km) <sup>e</sup>			Mecanismo de rotura <sup>f</sup>	Referencias <sup>g</sup>
		N°	O°					Coherentes	No coherentes	Flujos		
1	1524											MA
2	1556											W
3	V-1566											W
4	2-VI-1575	13,80	89,75	60		M <sub>w</sub> 7,3						W, B&T
5	23-V-1576										Gr, Il	B&R
6	27-X-1581				sub							W
7	21-IV-1594											W
8	1625					M <sub>L</sub> 6,9						MA
9	30-09-1650				sub							MA, W
10	1656											MA, W
11	24-VIII-1671					M <sub>L</sub> 6,3						MA
12	1693											W
13	14-VIII-1702											W
14	1707											MA, W
15	1711	13,40	89,25	45	sub	M <sub>w</sub> 7,0						W, B&T
16	14-XII-1712	13,35	88,50	59	sub	M <sub>w</sub> 7,1						W, B&T
17	6-III-1719	13,40	89,00	59	sub	M <sub>w</sub> 7,6					Gr	BSS, MA, W, B&T
18	1730	13,74	89,30			M <sub>L</sub> 5,5						MA
19	3-IX-1733	14,30	89,62			M <sub>w</sub> 7,0						MA, B&T
20	6-V-1736	13,35	88,55	59	sub	M <sub>w</sub> 7,2						W, B&T
21	1742	13,35	89,05	55	sub	M <sub>w</sub> 7,2						W, B&T
22	13-III-1748	13,40	89,05	59	sub	M <sub>w</sub> 7,1						W, B&T
23	IV-1765	13,72	89,07		cv	M <sub>w</sub> 6,3					Il	B&R, MA, B&T
24	1769											MA
25	30-V-1776	13,50	89,50	50	sub	M <sub>w</sub> 7,5					Il, Gr, Flr, Li	BSS, W, B&T, B&A
26	6-VII-1776	13,35	89,00	50	sub	M <sub>w</sub> 6,8						W, B&T
27	15-XI-1776	13,35	89,00	50	sub	M <sub>w</sub> 7,0						W, B&T
28	29-XI-1783	13,63	88,79		cv	M <sub>w</sub> 6,1						MA, B&T
29	1792											MA
30	2-II-1798	13,70	89,21		cv	M <sub>w</sub> 6,3						BSS, MA, B&T
31	20-VIII-1815	13,63	89,18			M <sub>L</sub> 6,1						MA
32	7-II-1831	13,40	89,75	49		M <sub>w</sub> 6,9						MA, B&T
33	XII-1838	13,52	88,35		cv							MA, B&T
34	22-III-1839	13,76	89,23		cv	M <sub>w</sub> 6,3					Gr, Il	B&R, MA, B&T
35	1-X-1839				cv	M <sub>w</sub> 6,1						BSS
36	23-VI-1847	13,71	89,47		cv	M <sub>w</sub> 6,4						MA, B&T
37	14-IV-1854	13,80	89,20									USGS
38	16-IV-1854	13,68	89,14		cv	M <sub>w</sub> 6,6					Slu	BSS, MA, B&T
39	8-V-1854											MA

No	Fecha	Epicentro		Profundidad <sup>a</sup> (km)	Origen <sup>b</sup>	Magnitud <sup>c</sup>	Área afectada por inestabilidades (km <sup>2</sup> ) <sup>d</sup>	Máxima distancia epicentral (km) <sup>e</sup>			Mecanismo de rotura <sup>f</sup>	Referencias <sup>g</sup>
		Nº	Oº					Coherentes	No coherentes	Flujos		
40	11-VI-1854	13,67	89,04		cv	M <sub>L</sub> 6,3						MA, B&T
41	18-VI-1854										SluR	B&R
42	26-XI-1854											MA
43	9-XII-1856											MA
44	6-XI-1857	13,70	89,01		cv	M <sub>w</sub> 6,5	150		20		II	B&R, R&W, LA, B&T, B&A
45	25-VIII-1859	12,85	88,00	59		M <sub>w</sub> 7,1						MA, B&T
46	8-XII-1859	13,50	89,00	59	sub	M <sub>w</sub> 7,3		95			Gr	BSS, MA, W, B&T, B&A
47	21-VI-1860	13,63	88,89		cv	M <sub>w</sub> 6,3						MA, B&T
48	3-XII-1860	13,35	89,45	49	sub	M <sub>w</sub> 7,1		25			II	MA, LA, W, B&T, B&A
49	19-XII-1862	13,50	89,35	49	sub	M <sub>w</sub> 8,1						W, B&T
50	21-III-1867											MA
51	30-VI-1867	13,31	89,20	59		M <sub>w</sub> 7,1						MA, B&T
52	29-XII-1872	13,63	88,88			M <sub>L</sub> 5,4						MA
53	4-III-1873	13,70	88,70	100	cv	M <sub>w</sub> 6,5						BSS, USGS, B&T
54	19-III-1873	13,30	89,30	50	sub	M <sub>w</sub> 7,1					II	B&R, MA, W, B&T
55	2-X-1878	13,50	88,40		cv	M <sub>L</sub> 6,5	190				II	B&R, USGS, R&W, B&A
56	20-XII-1879	13,40	89,10								Flr, II, Li	B&R, USGS
57	8-VII-1883											MA
58	12-X-1887											MA
59	9-IX-1891	13,25	89,30		sub	M <sub>s</sub> 7,1 ± 0,1						MA, W
60	18-X-1892											MA
61	2-I-1893	13,71	89,16			M <sub>L</sub> 5,6						MA
62	25-III-1899	13,65	88,80	10	cv	M <sub>w</sub> 5,7						MA, B&T
63	26-II-1902	13,00	89,00									USGS
64	19-VII-1912	13,87	89,57	10	cv	M <sub>w</sub> 6,1						BSS, W&H, B&T
65	7-IX-1915	13,90	89,60	60	sub	M <sub>w</sub> 7,7	4.400		85		CR, D, Dbs, Gr, II, Slu	A&A, B&R, W, B&T
66	15-X-1915	13,55	89,50		sub	M <sub>s</sub> 6,4-7,0						W
67	8-VI-1917	13,70	89,50	10	cv	M <sub>s</sub> 6,5						BSS, W&H, CMT
68	8-VI-1917	13,75	89,27	10	cv	M <sub>s</sub> 6,4						BSS, CMT
69	28-IV-1919	13,69	89,19	s	cv	M <sub>w</sub> 6,1	860		20		D	B&R
70	28-III-1921	12,90	88,70	100	sub	M <sub>w</sub> 7,4						W, B&T
71	8-II-1926	12,90	88,70	100		M <sub>w</sub> 7,1						A&A, B&T
72	21-V-1932	12,80	88,00	150	sub	M <sub>w</sub> 7,0						BSS, A&A, W, B&T
73	1932	13,30	88,50									USGS
74	20-XII-1936	13,72	88,93	s	cv	M <sub>w</sub> 6,3	400		25		DS, Gr	B&R, B&T
75	25-XII-1937	13,93	89,78	10	cv	M <sub>w</sub> 6,1						BSS, W&H, B&T
76	26-I-1947				sub	7,2						R&W
77	6-V-1951	13,52	88,40	s	cv	M <sub>w</sub> 6,1*	190	20			CR, DbS, D, DR, DS, Gr	B&R, M-A, W&H
78	6-V-1951	13,52	88,40	s	cv	M <sub>w</sub> 6,2*					D	B&R, W&H
79	7-V-1951	13,48	88,45	s	cv	M <sub>w</sub> 5,9						MA, W&H, B&T

No	Fecha	Epicentro		Profundidad <sup>a</sup> (km)	Origen <sup>b</sup>	Magnitud <sup>c</sup>	Área afectada por inestabilidades (km <sup>2</sup> ) <sup>d</sup>	Máxima distancia epicentral (km) <sup>e</sup>			Mecanismo de rotura <sup>f</sup>	Referencias <sup>g</sup>
		N°	O°					Coherentes	No coherentes	Flujos		
80	12-IV-1961	13,20	88,90	122		M <sub>L</sub> 5,95						MA
81	3-V-1965	13,70	89,17	18	cv	M <sub>w</sub> 5,4	250		20		D, ExL, Li	B&R, B&T
82	6-XII-1978	13,15	89,64	33	sub	M <sub>w</sub> 5,8						CMT, B&T
83	18-XII-1978	12,99	88,26	85	sub	M <sub>w</sub> 5,3						CMT, B&T
84	4-III-1982	13,26	88,99	76	sub	M <sub>w</sub> 5,5						CMT, B&T
85	19-VI-1982	13,25	89,40	83	sub	M <sub>w</sub> 7,3	6.500		100		D	B&R, CMT, W, B&T
86	2-VII-1982	12,98	89,29	81	sub	M <sub>w</sub> 4,4						CMT, B&T
87	26-VII-1982	13,37	89,06	67	sub	m <sub>b</sub> 5,1						CMT
88	27-X-1982	13,49	89,33	72	sub	M <sub>w</sub> 5,8						CMT
89	29-IV-1983	13,42	89,18	82	sub	M <sub>w</sub> 5,2						CMT, B&T
90	2-XI-1984	13,23	89,96	80	sub	M <sub>w</sub> 5,4						CMT, B&T
91	10-III-1985	13,46	89,04	83	sub	M <sub>w</sub> 5,7						CMT, B&T
92	3-VI-1985	13,13	90,18	70	sub	M <sub>w</sub> 6,2						CMT, B&T
93	4-VI-1985	13,36	89,94	61	sub	M <sub>w</sub> 5,4						CMT, B&T
94	12-X-1985	13,19	89,63	75	sub	M <sub>w</sub> 5,8						CMT
95	2-VIII-1986	13,06	88,85	86	sub	M <sub>w</sub> 5,7						CMT, B&T
96	10-X-1986	13,67	89,18	5	cv	M <sub>w</sub> 5,7	300	10,5	15,5	10	CR, CS, D, DR, Flr, Gr, Slu	B&R, CMT, B&T
97	21-X-1986	13,33	90,06	45	sub	M <sub>w</sub> 5,6						CMT, B&T
98	19-XII-1986	12,62	88,39	33	sub	M <sub>w</sub> 5,7						CMT, B&T
99	14-X-1987	13,39	89,56	78	sub	M <sub>w</sub> 5,5						CMT, B&T
100	28-IV-1989	13,25	89,67	58	sub	M <sub>w</sub> 5,5						CMT, B&T
101	20-IV-1990	13,20	90,11	75	sub	M <sub>w</sub> 5,3						CMT, B&T
102	11-XII-1990	13,20	89,79	33	sub	M <sub>w</sub> 5,3						CMT, B&T
103	12-IV-1991	13,13	88,41	68	sub	M <sub>w</sub> 5,4						CMT, B&T
104	21-VI-1991	13,30	89,79	56	sub	M <sub>w</sub> 5,8						CMT, B&T
105	11-IX-1991	13,08	89,55	66	sub	M <sub>w</sub> 5,2						CMT, B&T
106	23-V-1992	13,36	90,01	63	sub	M <sub>w</sub> 5,8						CMT, B&T
107	6-VI-1992	12,73	88,28	69	sub	M <sub>w</sub> 5,5						CMT, B&T
108	18-X-1994	13,26	89,22	84	sub	M <sub>w</sub> 5,3						CMT, B&T
109	20-VII-1995	13,32	89,90	75	sub	M <sub>w</sub> 5,3						CMT, B&T
110	24-VII-1995	13,53	89,62	87	sub	M <sub>w</sub> 5,2						CMT, B&T
111	22-VII-1996	13,08	88,72	61	sub	M <sub>w</sub> 5,6						CMT, B&T
112	10-XII-1996	12,51	88,93	33	sub	M <sub>w</sub> 5,5						CMT, B&T
113	14-XII-1996	12,73	88,79	33	sub	M <sub>w</sub> 5,7						CMT, B&T
114	19-XII-1996	13,05	89,96	33	sub	M <sub>w</sub> 5,5						CMT, B&T
115	2-V-1997	13,29	89,96	33	sub	M <sub>w</sub> 5,1						CMT, B&T
116	24-VIII-1997	13,55	89,59	139	sub	M <sub>w</sub> 5,6						CMT, B&T
117	9-XI-1997	13,85	88,81	176	sub	M <sub>w</sub> 6,3						CMT, B&T
118	18-XII-1997	13,84	88,74	182	sub	M <sub>w</sub> 4,3						CMT, B&T
119	21-VI-1998	12,85	88,46	70	sub	M <sub>w</sub> 5,1						CMT, B&T
120	1-II-2000	13,01	88,85	55	sub	M <sub>w</sub> 5,1						CMT, B&T

No	Fecha	Epicentro		Profundidad <sup>a</sup> (km)	Origen <sup>b</sup>	Magnitud <sup>c</sup>	Área afectada por inestabilidades (km <sup>2</sup> ) <sup>d</sup>	Máxima distancia epicentral (km) <sup>e</sup>			Mecanismo de rotura <sup>f</sup>	Referencias <sup>g</sup>
		Nº	Oº					Coherentes	No coherentes	Flujos		
121	13-I-2001	13,05	88,66	40	sub	M <sub>w</sub> 7,7	6.600	157	144	58	CR, CS, DbR, DbS, DR, DS, ExL, Flr, Li, SluR, SluS	B&R, SNET, CMT, GF, B&T
122	14-I-2001	13,12	88,59	49	sub	M <sub>w</sub> 4,4						CMT, B&T
123	15-I-2001	12,99	88,76	68	sub	M <sub>w</sub> 5,1						CMT, B&T
124	15-I-2001	13,18	88,79	68	sub	M <sub>w</sub> 4,3						CMT
125	15-I-2001	13,08	88,58	75	sub	M <sub>w</sub> 4,6						CMT
126	16-I-2001	13,02	88,60	44	sub	M <sub>w</sub> 5,0						CMT, B&T
127	16-I-2001	12,98	88,70	63	sub	M <sub>w</sub> 5,1						CMT, B&T
128	17-I-2001	13,02	88,93	45	sub	M <sub>w</sub> 5,2						CMT, B&T
129	25-I-2001	12,91	88,88	33	sub	M <sub>w</sub> 4,7						CMT, B&T
130	2-II-2001	12,82	88,97	54	sub	M <sub>w</sub> 5,6						CMT, B&T
131	7-II-2001	13,21	88,94	64	sub	M <sub>w</sub> 5,8						CMT
132	13-II-2001	13,67	88,94	10	cv	M <sub>w</sub> 6,5	1.400	20	84	12	CR, CS, DbR, DbS, DR, DS, ExL, Flr, Li, SluR, SluS	B&R, SNET, CMT, GF, B&T
133	17-II-2001	13,06	88,91	33	sub	M <sub>w</sub> 4,4						CMT, B&T
134	16-III-2001	13,14	88,70	49	sub	M <sub>w</sub> 4,3						CMT, B&T
135	29-III-2001	13,08	88,94	33	sub	M <sub>w</sub> 6,0						CMT, B&T
136	10-IV-2001	12,85	88,66	57	sub	M <sub>w</sub> 4,8						CMT, B&T
137	8-V-2001	13,60	88,79	10	cv	M <sub>w</sub> 5,7						CMT, B&T
138	2-VI-2001	12,79	88,09	63	sub	M <sub>w</sub> 5,3						CMT, B&T
139	18-IX-2001	12,74	89,28	37	sub	M <sub>w</sub> 5,8						CMT, B&T
140	20-XI-2002	12,65	88,54	25	sub	M <sub>w</sub> 5,1						CMT, B&T
141	12-II-2003	12,60	89,16	48	sub	M <sub>w</sub> 5,3						CMT, B&T
142	13-VII-2003	12,82	90,62	29	sub	M <sub>w</sub> 5,4						CMT, B&T
143	13-VII-2003	12,61	90,55	22	sub	M <sub>w</sub> 5,4						CMT
144	28-VIII-2004	12,49	88,10	61	sub	M <sub>w</sub> 4,3						CMT, B&T
145	13-XII-2004	13,30	89,81	60	sub	M <sub>w</sub> 5,9						CMT, B&T
146	3-X-2005	12,77	88,73	68	sub	M <sub>w</sub> 5,1						CMT
147	7-X-2005	13,11	89,74	33	sub	M <sub>w</sub> 6,2						CMT, B&T
148	18-XI-2005	13,38	89,39	54	sub	M <sub>w</sub> 5,4						CMT
149	9-IV-2006	13,11	89,33	68	sub	M <sub>w</sub> 5,2						CMT, B&T
150	26-V-2006	12,73	89,00	57	sub	M <sub>w</sub> 5,2						CMT, B&T
151	22-VIII-2006	12,79	88,42	77	sub	M <sub>w</sub> 5,3						CMT, B&T
152	9-XII-2006	12,89	89,66	28	sub	M <sub>w</sub> 4,2						CMT, B&T
153	19-I-2007	13,02	89,67	42	sub	M <sub>w</sub> 5,6						CMT, B&T
154	22-VI-2007	12,91	89,10	68	sub	M <sub>w</sub> 5,3						CMT, B&T
155	29-I-2008	12,79	88,90	47	sub	M <sub>w</sub> 5,0						CMT
156	15-XI-2008	12,97	89,08	64	sub	M <sub>w</sub> 5,8						CMT
157	28-I-2009	13,20	90,02	58	sub	M <sub>w</sub> 5,2						CMT
158	5-VII-2009	12,74	88,66	67	sub	M <sub>w</sub> 5,0						CMT
159	26-XI-2009	13,29	90,40	40	sub	M <sub>w</sub> 5,9						CMT
160	16-VII-2010	12,68	88,74	61	sub	M <sub>w</sub> 5,1						CMT

No	Fecha	Epicentro		Profundidad <sup>a</sup> (km)	Origen <sup>b</sup>	Magnitud <sup>c</sup>	Área afectada por inestabilidades (km <sup>2</sup> ) <sup>d</sup>	Máxima distancia epicentral (km) <sup>e</sup>			Mecanismo de rotura <sup>f</sup>	Referencias <sup>g</sup>
		N°	O°					Coherentes	No coherentes	Flujos		
161	3-XI-2010	12,68	89,07	45	sub	M <sub>w</sub> 5,0						CMT
162	20-XII-2010	12,95	88,98	60	sub	M <sub>w</sub> 5,7						CMT
163	12-VI-2011	12,58	88,96	43	sub	M <sub>w</sub> 5,0						CMT
164	24-XI-2011	13,38	88,00	14	cv	M <sub>w</sub> 5,0						CMT
165	8-XII-2011	12,86	90,64	13	sub	M <sub>w</sub> 5,1						CMT
166	15-XII-2011	12,88	89,03	52	sub	M <sub>w</sub> 5,1						CMT
167	27-VI-2012	13,75	90,26	91	sub	M <sub>w</sub> 5,7						CMT
168	9-VIII-2012	13,20	90,41	26	sub	M <sub>w</sub> 5,0						CMT
169	15-VIII-2012	13,17	89,55	64	sub	M <sub>w</sub> 5,4						CMT
170	27-VIII-2012	12,28	88,53	20	sub	M <sub>w</sub> 7,3						CMT
171	21-X-2012	12,57	88,47	44	sub	M <sub>w</sub> 5,0						CMT
172	13-XII-2012	12,87	90,53	14	sub	M <sub>w</sub> 5,4						CMT
173	14-XII-2012	12,77	90,24	22	sub	M <sub>w</sub> 5,0						CMT
174	18-XII-2012	12,88	90,47	12	sub	M <sub>w</sub> 5,0						CMT
175	8-VII-2013	13,26	89,45	52	sub	M <sub>w</sub> 5,8						CMT

<sup>a</sup> Profundidad del foco del terremoto: s- eventos poco profundos dentro de la corteza superior.

<sup>b</sup> Origen: origen tectónico asumido del terremoto en función de la localización hipocentral: c- corteza cs- corteza superior (< 10 km); sub- subducción.

<sup>c</sup> Magnitudes: valores con \* son M<sub>s</sub> convertidos a M<sub>w</sub> mediante la relación empírica de *Ambraseys y Adams* [1996]; mb- magnitud de ondas de cuerpo; M<sub>L</sub>- magnitud Richter; M<sub>s</sub>- magnitud ondas superficiales; M<sub>w</sub>- magnitud momento.

<sup>d</sup> El área afectada por deslizamientos se calcula dibujando una envolvente que rodea todos los deslizamientos observados. Depende de la completitud y fiabilidad del inventario de deslizamientos.

<sup>e</sup> Es la distancia máxima, medida desde el epicentro, a la que se han inducido deslizamientos de las tres categorías, según la convención de *Keefer* [1984] para deslizamientos inducidos por terremotos.

<sup>f</sup> Mecanismo de rotura: CR- caídas de rocas; CS- caídas de suelos; D- deslizamiento no coherente sin precisar; DbS- deslizamiento en bloque de suelos; DR- deslizamiento de rocas; DS- deslizamiento de suelos; Dsb- deslizamientos subacuáticos; ExL- expansiones laterales en suelos; Flr- flujos rápidos de suelo; Gr- grietas en suelos; IL- inestabilidades de ladera sin precisar; Li- licuefacción; SluR- deslizamiento rotacional de rocas; SluS- deslizamiento rotacional de suelos.

<sup>g</sup> Ir a los siguientes trabajos para localizar la fuente última de los datos: A&A- *Ambraseys y Adams* [1996]; B&A- *Bundschuh y Alvarado* [2007]; B&R- *Bommer y Rodríguez* [2002]; BSS- *Bommer et al.* [1998]; B&T- *Benito y Torres* [2010]; CMT- Centroid Moment Tensor database; GF- datos propios; LA- *Lardé* [1960]; M-A- *Meyer-Abich* [1952]; MA- *Martínez* [1978]; R&W- *Rymer y White* [1989]; SNET- Servicio Nacional de Estudios Territoriales, El Salvador; USGS- NEIC; W&H- *White y Harlow* [1993]; W- *White et al.* [2004].



# Capítulo 3

## Metodología

Para lograr los objetivos planteados se han seguido varias metodologías que se detallan a continuación.

### 3.1. Recopilación y obtención de datos

En primer lugar, para el estudio de los factores que controlan la distribución y concentración de las inestabilidades de ladera en El Salvador se realizó un análisis del inventario elaborado tras los terremotos del 2001 en cuanto a su localización y clasificación (siguiendo la propuesta de *Keefer* [1984]); su orientación y dirección de caída, especialmente de los grandes deslizamientos; y las litologías afectadas. Para ello se emplearon imágenes de satélite, fotografías aéreas y sistemas de información geográfica. En el caso de las inestabilidades inducidas por eventos históricos se realizó una búsqueda y revisión bibliográfica.

### 3.2. Caracterización geotécnica de los materiales involucrados en las inestabilidades de ladera

Con el objetivo de estudiar las características mecánicas de las litologías involucradas en la mayor parte de las inestabilidades ocurridas en El Salvador, se realizaron diversas investigaciones *in situ* además de muestreos. Estas investigaciones han consistido en:

- Dos sondeos mecánicos a rotación con recuperación continua de testigo.
- Tres calicatas.
- Ensayos de prospección geofísica (ensayo *down-hole* en el sondeo S-2, perfiles de tomografía sísmica y perfiles MASW (análisis multicanal de ondas de superficie)).

#### 3.2.1. Sondeos, calicatas y muestreo

Los dos sondeos, ambos de 50 m de profundidad, se ejecutaron en las inmediaciones de la cabecera de la inestabilidad más grande ocurrida durante los terremotos de 2001, el deslizamiento de Jiboa (Figura 3.1 y 3.2). Éste se sitúa en la zona central del país, muy próximo a la Zona de Falla de El Salvador. La ubicación

del segundo sondeo (S-2), a 200 m al este del S-1, se escogió para poder evaluar la posible variabilidad litológica dentro de la ladera de Jiboa y para estudiar las propiedades dinámicas de los materiales mediante un ensayo *down-hole* (DH-2). De los testigos obtenidos se ha obtenido información en cuanto a litología, composición mineralógica y estructura interna de los materiales.

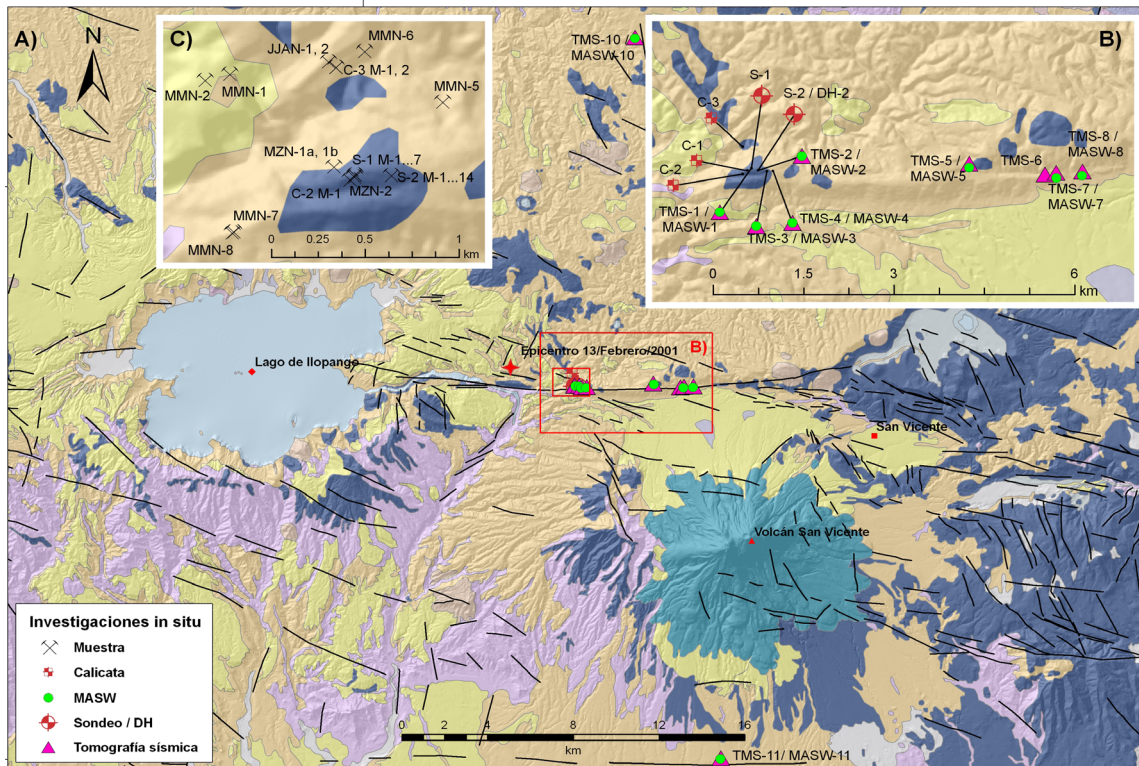


Figura 3.1: Ubicación de los trabajos de investigación in situ realizados en la zona de mayor concentración de inestabilidades.



Figura 3.2: Emplazamientos de los sondeos S-1 (izquierda) y S-2 (derecha).

Para poder observar directamente los materiales superficiales y tomar muestras de los mismos se abrieron tres calicatas (Figura 3.3). Dos de ellas se realizaron en la ladera de la inestabilidad, en las inmediaciones de la cabecera (Figura 3.1b) y a dos alturas topográficas distintas para comprobar la continuidad lateral



de las litologías identificadas. La tercera calicata se abrió en la ladera opuesta (Figura 3.1b) y a la altura topográfica del pie de la inestabilidad con el objetivo de obtener muestras de los materiales más profundos.

Además de las muestras obtenidas en los sondeos y en las calicatas se procedió a la toma de muestras de los materiales más profundos de la ladera en diversos puntos: en el propio plano de rotura (muestras MZN-1a, 1b) (Figura 3.4), y en puntos situados en esa misma posición topográfica, tanto en la propia ladera de la inestabilidad (muestra MMN-5) como en la ladera opuesta cruzando el río (muestras MMN-1, 2, 6). Así mismo se recogieron muestras de la zona de mayor concentración de inestabilidades ocurridas en 2001 (muestras MMN-7, 8).

Un dato importante se obtuvo de manera fortuita durante la segunda campaña de campo (año 2011). Gracias a la elevada tasa de erosión, el curso del río Jiboa a su paso por los materiales de la inestabilidad se encajó aproximadamente 40 m dejando a la vista el que creemos es el contacto entre la masa de materiales movilizados y los materiales más profundos *in situ*. Del mismo modo, se pudo observar y extraer muestras (JJAN-1, 2) de un nivel litológico con implicaciones en el mecanismo de rotura de Jiboa (el denominado Nivel 4 en el perfil geotécnico del modelo numérico (Capítulo 6).



Figura 3.3: Calicatas C-1 (izquierda), C-2 (centro) y C-3 (derecha).

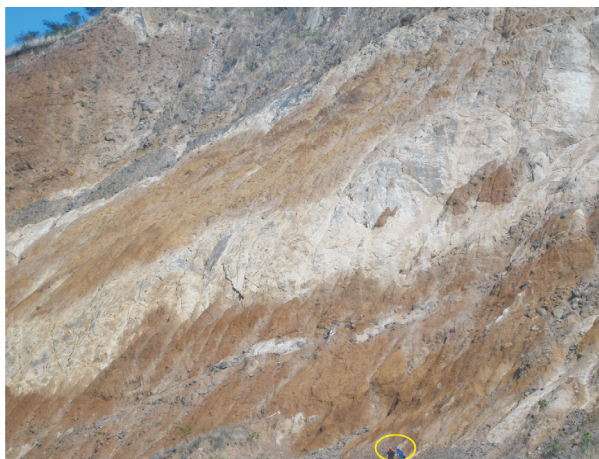


Figura 3.4: Lugar de muestreo en el plano de rotura de Jiboa. El círculo amarillo rodea a dos personas que sirven de escala y señalan el punto aproximado de muestreo.

La Figura 3.5 muestra de forma esquemática la ubicación de los sondeos, calicatas, y muestras tomadas en relación a la inestabilidad de Jiboa.

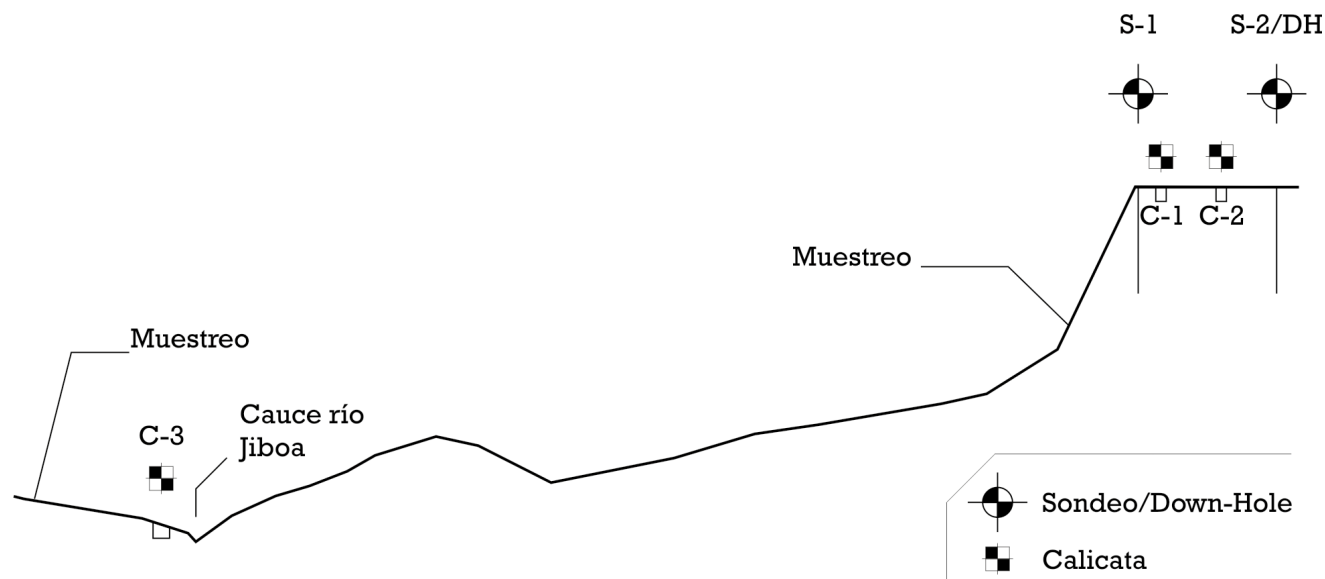


Figura 3.5: Ensayos in situ y lugares de muestreo. Perfil en relación al perfil topográfico de la inestabilidad de Jiboa.

### 3.2.2. Prospección geofísica

Los ensayos de prospección geofísica se realizaron en su mayoría en la zona de la inestabilidad de Jiboa (Figura 3.1). Dos de los perfiles (el nº 10 y 11) se ejecutaron a varios kilómetros de distancia hacia el norte y hacia el sur, respectivamente, con el propósito de estudiar la propagación de las ondas sísmicas en zonas con menor concentración de inestabilidades y así tratar de establecer diferencias en base a este criterio (velocidad de ondas P y S) y su posible efecto en la ocurrencia de las inestabilidades. Tanto para los perfiles de tomografía sísmica como para los de MASW se empleó el mismo equipo de adquisición de datos consistente en un sismógrafo multicanal provisto de sistema de filtrado, reforzamiento de señal y grabación en soporte magnético, y geófonos de componente vertical de 10 Hz de frecuencia natural espaciados a 5 m. La fuente de energía utilizada consistió en una maza de 4,5 kg que golpeaba sobre una placa metálica de 20 cm de diámetro.

El ensayo de *down-hole* (Figura 3.6) se efectuó en el interior del sondeo S-2 para estimar los módulos dinámicos de deformación de los materiales que componen la ladera de Jiboa (y por ende, los de los materiales involucrados en la mayoría de las inestabilidades). Las medidas de velocidad de ondas P y ondas S fueron tomadas cada 1 m y hasta una profundidad de 43,70 m. El equipo utilizado para la adquisición de datos fue un equipo multicanal provisto de un sistema de filtrado, reforzamiento de señal y grabación en soporte magnético, conectado a un geófono de pozo de 3 componentes que permite determinar la orientación de los sensores dentro del sondeo.

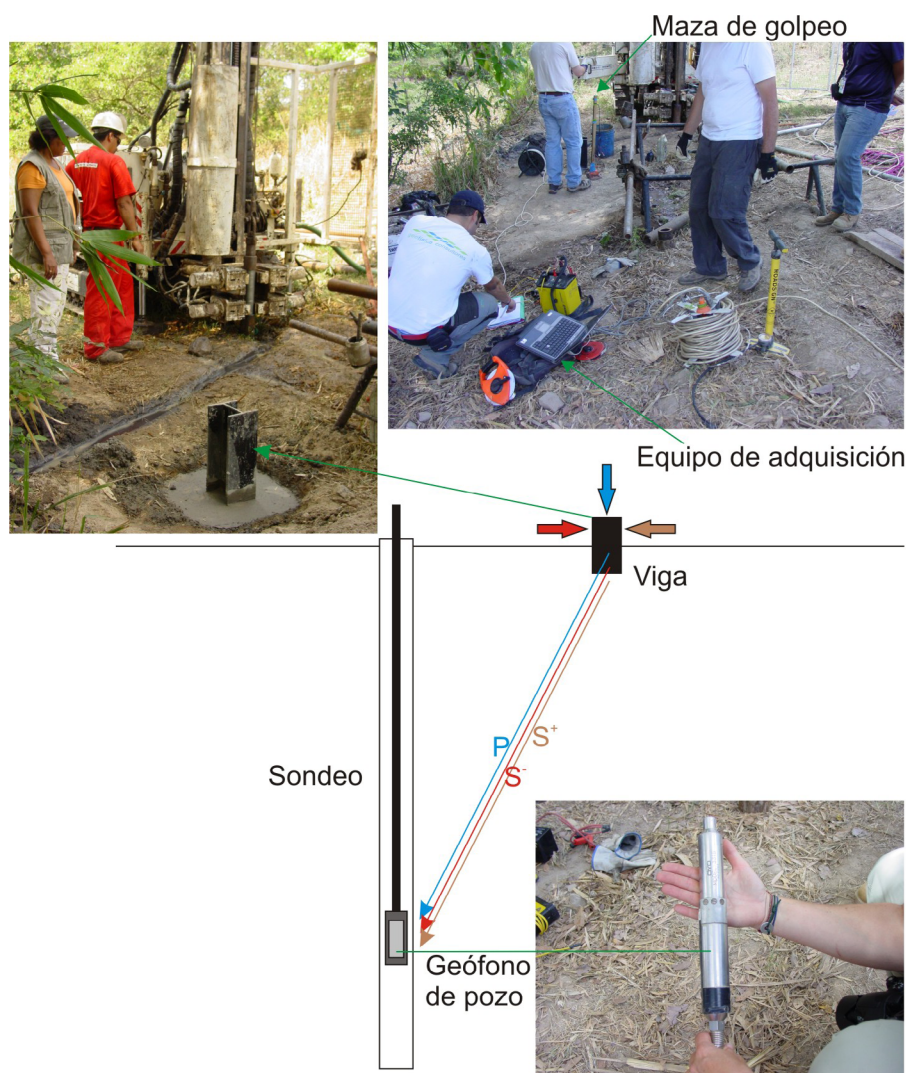


Figura 3.6: Fotografías del ensayo down-hole realizado en el sondeo S-2 y diagrama esquemático del mismo en el que se muestran los diferentes tipos de ondas sísmicas analizadas y la forma de generarlas.

### 3.2.3. Ensayos de laboratorio

Con el fin de caracterizar los materiales geológicos que componen la ladera de Jiboa desde el punto de vista geotécnico, mineralógico, micro-estructural, así como su comportamiento sísmico, se realizaron una serie de ensayos de laboratorio en las muestras obtenidas en los sondeos, calicatas y aquellas recogidas directamente de los afloramientos.

Cabe mencionar que las muestras fueron estudiadas en cuatro laboratorios distintos, dos de ellos en El Salvador (laboratorio privado “Suelos y Materiales S.A.”, y el laboratorio de Suelos y Materiales de la Escuela de Ingeniería Civil de la Universidad de El Salvador), y dos en Madrid (laboratorio de geotécnica e ingeniería geológica del Departamento de Geodinámica de la Universidad Complutense de Madrid, y el CAI (Centro de Asistencia a la Investigación) de Técnicas Geológicas de la UCM).

En primer lugar se realizaron los ensayos de identificación consistentes en la determinación de la distribución granulométrica de las muestras, los límites de Atterberg, y la densidad seca y el peso específico. Se aplicaron dos métodos para estudiar la granulometría en función del tamaño de las partículas: tamizado para la fracción gruesa ( $> 75 \mu\text{m}$ ) y pipeta de Robinson para la fracción fina ( $< 75 \mu$ ). El método de la



balanza hidrostática se empleó para la determinación del peso específico, y a partir de éste y mediante la Ecuación 3.1 se calculó el peso específico.

$$\gamma = \rho \cdot g \quad (3.1)$$

donde,

$\gamma$  es el peso específico expresado en kN/m<sup>3</sup>,

$\rho$  es la densidad seca expresada en kg/m<sup>3</sup>, y

$g$  es el valor de la aceleración de la gravedad normalizada (9,80665 m/s<sup>2</sup>)

Para la obtención de los parámetros de resistencia que serían necesarios en los análisis de susceptibilidad y de estabilidad se realizaron ensayos de corte directo, colapso y absorción en las muestras de tipo suelo de la inestabilidad de Jiboa. Mediante el primer ensayo se obtuvieron valores de cohesión y ángulo de rozamiento interno ( $c$ ,  $\phi$ ). El segundo ensayo mide la disminución de altura que experimenta una probeta de suelo en unas determinadas condiciones de densidad y humedad, confinada lateralmente y sometida a una presión vertical constante, al ser inundada. Mediante este ensayo se define el índice de colapso ( $I$ ), y el potencial porcentual de colapso ( $I_c$ ). El primero corresponde al valor del colapso, para una presión vertical dada, expresado como el porcentaje de disminución de altura que experimenta la probeta al ser inundada con respecto a la altura que tiene en el momento de proceder a la inundación. Se calcula mediante la Ecuación 3.2. El segundo índice se diferencia en que la altura final de la probeta se compara con la inicial, y se calcula mediante la Ecuación 3.3.

$$I = \frac{|d_f - d_i|}{h_0 - |d_i - d_0|} \cdot 100 \quad (3.2)$$

$$I_c = \frac{|d_f - d_i|}{h_0} \cdot 100 \quad (3.3)$$

donde,

$d_0$  es la lectura del medidor de deformaciones en el momento en que se va a iniciar el ensayo (mm),

$h_0$  es la altura inicial de la probeta (mm),

$d_f$  es la lectura del medidor de deformaciones correspondiente al equilibrio con la presión vertical aplicada y después de inundar (mm), y

$d_i$  es la lectura del medidor de deformaciones correspondiente al equilibrio con la presión vertical aplicada, antes de inundar (mm).

Se ensayaron dos probetas inalteradas de la muestra JJAN-1.

Además de determinar los índices propios del ensayo de colapso, se calculó el índice de huecos inicial y final mediante la Ecuación 3.4.

$$e = \frac{V_v}{V_s} = \frac{H_v \cdot A}{H_s \cdot A} \quad (3.4)$$

donde,

$V_v$  es el volumen de vacíos,

$V_s$  es el volumen de sólidos,

$H_v$  es la altura de los huecos en el diagrama trifásico de la muestra de suelo,

$H_s$  es la altura de los sólidos en dicho diagrama, y

$A$  es el área de la probeta (fácilmente calculable pues se conoce el diámetro del anillo edométrico).

El volumen de vacíos se calculó según la Ecuación 3.5:

$$V_T = V_s + V_v \quad (3.5)$$

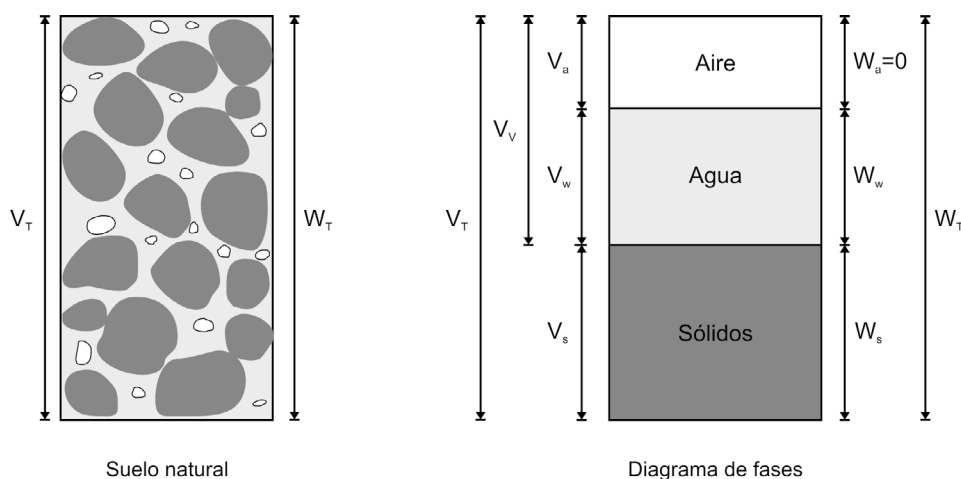
Siendo  $V_T$  el volumen total del diagrama de fases (Figura 3.7) de la muestra,

$$V_T = H_T \cdot A \quad (3.6)$$

donde  $H_T$  es la altura total de la muestra.

El volumen de sólidos se calculó a partir de la Ecuación 3.7, empleando el peso específico de las partículas ( $G_s$ ).

$$G_s = \frac{M_s}{V_s \cdot \rho_w} \quad (3.7)$$



$V_T$  = volumen total;  $V_a$  = volumen de aire;  $V_w$  = volumen de agua;  $V_s$  = volumen de sólidos;  
 $V_v$  = volumen de vacíos;  $W_T$  = peso total;  $W_a$  = peso del aire;  $W_w$  = peso del agua;  
 $W_s$  = peso de los sólidos.

Figura 3.7: Diagrama de fases esquemático de un suelo natural.

Por último, se define el coeficiente de absorción de un material como el aumento de su masa por causa del agua retenida en sus poros al ser saturada. Se expresa como porcentaje de la masa seca del material.

Se realizó dicho ensayo con el objetivo de evaluar la capacidad de absorción de agua, y por tanto, la capacidad de los materiales involucrados en las inestabilidades de contener agua incluso en la época seca. El coeficiente de absorción se calculó según la Ecuación 3.8:

$$A_b = \frac{m_s - m_d}{m_d} \cdot 100 \quad (3.8)$$

donde,

$m_d$  es la masa seca en estufa, y

$m_s$  es la masa saturada en agua.

Con el objetivo de precisar el contenido mineralógico y la clasificación petrológica de algunos de los materiales de la ladera de Jiboa, se hicieron láminas delgadas para su posterior estudio con microscopio de luz polarizada. Debido a la naturaleza deleznable de la mayoría de los materiales sólo se pudieron hacer láminas delgadas de las muestras rocosas y de las tobas más competentes. La clasificación de las rocas ha sido modal, es decir, basada en la estimación visual de los porcentajes de la superficie ocupada por los minerales primarios: minerales del grupo de la sílice, feldespatos alcalinos incluyendo albita ( $An_0$ - $An_5$ ), plagioclasa del rango composicional  $An_5$ - $An_{100}$ , y feldespatoideos. Dichos porcentajes se representaron en el diagrama QAPF [Le Maitre et al., 1989].

Para el estudio de la composición mineralógica de algunas muestras se aplicaron dos metodologías distintas de la técnica de Difracción de Rayos X (DRX): el método de polvo cristalino desorientado para la mineralogía global de la muestra, y el método de los agregados orientados (en la fracción  $<2\mu m$ ) para el

estudio de los filosilicatos. Se empleó el equipo de difracción del CAI de Técnicas Geológicas de la UCM, un difractómetro Bruker D8 Advance con la siguiente configuración:

- Generador PW1729.
- Tubo de Cu:  $\lambda_{\text{CuK}_\alpha \text{ med}} = 1,541874 \text{ \AA}$  ( $\lambda_{\text{CuK}_\alpha 1} = 1,540598 \text{ \AA}$  y  $\lambda_{\text{CuK}_\alpha 2} = 1,544426 \text{ \AA}$ ).
- Corriente del generador: 45 kV y 40 mA.
- Goniómetro vertical PW1050/25 (geometría Bragg-Brentano).
- Detector Sol-X
- Monocromador secundario de grafito.

El objetivo era determinar la posible influencia de materiales arcillosos en el desarrollo de las inestabilidades.

En este mismo sentido, tratando de estudiar los posibles factores condicionantes de la ocurrencia de las inestabilidades cosísmicas en El Salvador, se analizó mediante Microscopio Electrónico de Barrido (MEB) la micro-estructura, micro-porosidad y composición química de las muestras situadas a mayor profundidad dentro de la inestabilidad de Jiboa.

El equipo utilizado fue un MEB marca JEOL modelo JSM-820, operado a 20Kv y equipado con análisis EDX de Oxford, perteneciente al CAI de Técnicas Geológicas de la UCM.

Ciertas muestras fueron tratadas con resina debido a las dificultades experimentadas para tomar imágenes nítidas y con detalle a gran escala, pues al incidir el haz de electrones la superficie se cargaba y las imágenes salían movidas y sin detalle (Figura 3.8). Este tratamiento consistió en calentar en una plancha hasta 70-80°C durante 2 h un fragmento de muestra impregnada en resina.

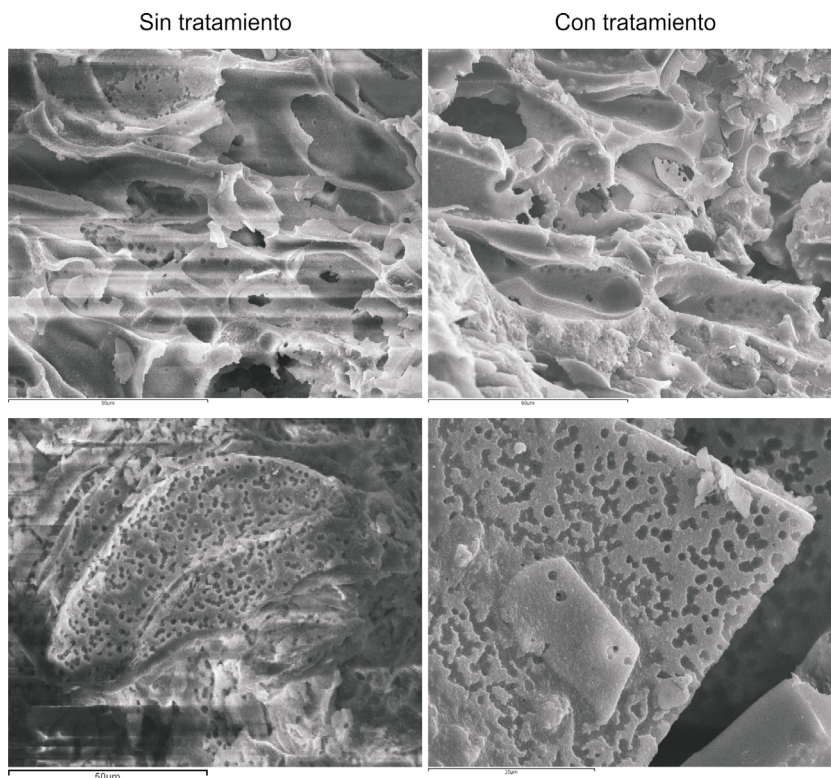


Figura 3.8: Imágenes de MEB de la muestra MZN-1a sin tratar con resina y con tratamiento.

El estudio de porosidad se llevó a cabo mediante el software libre *JMicroVision* de tratamiento de imágenes. Previamente a la utilización del programa informático, en las imágenes obtenidas del MEB se dibujó manualmente la porosidad existente, distinguiendo entre micro- y macro-poros.

### 3.3. Análisis de susceptibilidad de inestabilidades de ladera en El Salvador

En la presente Tesis se ha realizado un análisis a escala regional de susceptibilidad de inestabilidades de ladera inducidas sísmicamente mediante la aplicación de dos métodos. El primero de ellos es el método de *Newmark* [1965] en sus posteriores modificaciones [*Jibson et al.*, 1998, 2000; *Jibson* 2007], pues originalmente este método fue concebido para analizar el comportamiento de presas de tierra artificiales durante un terremoto, es decir, fue ideado para su uso a escala local. Su aplicación mediante un SIG está bastante extendido (p.e. *Jibson et al.* [2000]; *Luzi et al.* [2000]; *Romeo* [2000]; *Refine y Capo longo* [2002]; *Carro et al.*, [2003]; *Murphy y Mankelow* [2004]; *Rodríguez-Peces et al.* [2008, 2011]; *Wang y Lin* [2010]; *Papathanassiou* [2012]; *Tsige et al.* [2012]).

Se ha calculado el desplazamiento de *Newmark* mediante tres relaciones empíricas (dos basadas en la intensidad de Arias [*Jibson et al.*, 1998, 2000; *Jibson* 2007] y otra en la relación de aceleración [*Jibson* 2007]). Estas relaciones han sido aplicadas en dos tipos de escenarios sísmicos: deterministas y probabilistas. Dentro de los primeros, y con el objetivo de validar la aplicación del método por comparación del inventario de inestabilidades elaborado tras los terremotos de 2001, se han utilizado los valores de aceleración del terreno (PGA) registrados en dichos sismos. Por otro lado y por primera vez en El Salvador, se han utilizado también datos de PGA calculados a partir de leyes de atenuación, correspondientes a rupturas de tres segmentos de falla distintos de la ZFES. Los mapas de susceptibilidad así generados servirán como mapas de peligrosidad antes tres posibles eventos sísmicos. Por último, se ha empleado el PGA calculado para un periodo de retorno de 500 años.

El segundo método ha consistido en la aplicación, en los mismos escenarios, del coeficiente de susceptibilidad (CSU) propuesto por *Tsige et al.* [2012].

Finalmente y para completar los análisis de susceptibilidad (*Newmark* modificado y coeficiente de susceptibilidad) se ha estudiado el efecto de amplificación litológica.

#### 3.3.1. Método de *Newmark*

*Newmark* [1965] propuso una metodología para analizar el comportamiento de presas de tierra durante terremotos. En ella se estudia el talud como si fuese un bloque rígido que puede deslizar a lo largo de un plano inclinado situado en su base (Figura 3.9). La sismicidad es tenida en cuenta tratando la aceleración del terremoto como una fuerza desestabilizadora más que actúa en dicho bloque (análisis pseudo-estático). Para cierto valor de aceleración (aceleración crítica,  $a_c$ ), se alcanza una situación de equilibrio límite entre las fuerzas resistentes del material (resistencia al corte) y las desestabilizadoras (componente paralela al talud del peso del bloque más la aceleración del terremoto). La  $a_c$  se define como la aceleración sísmica mínima necesaria para exceder la resistencia al corte e iniciar el desplazamiento del bloque rígido. Esta aceleración es función de las condiciones estáticas de la ladera (factor de seguridad estático y pendiente de la ladera):



$$a_c = (FS - 1)g \sin \alpha \quad (3.9)$$

donde,

$a_c$  es la aceleración crítica (expresada en unidades de gravedad,  $1g = 9,81 \text{ m/s}^2$ ),

FS es el factor de seguridad del talud en condiciones estáticas,

$g$  es la aceleración de la gravedad, y

$\alpha$  la pendiente del talud.

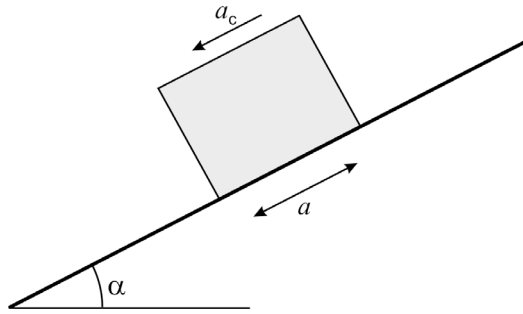


Figura 3.9: Modelo de bloque deslizante empleado en el análisis de Newmark [1965].

El factor de seguridad necesario para calcular la aceleración crítica es hallado considerando el caso de rotura plana en un talud infinito:

$$FS = \frac{c'}{\gamma t \sin \alpha} + \frac{\tan \varphi'}{\tan \alpha} - \frac{m \gamma_w \tan \varphi'}{\gamma \tan \alpha} \quad (3.10)$$

donde,

FS es el factor de seguridad (adimensional),

$\varphi'$  es el ángulo de rozamiento interno efectivo del terreno,

$c'$  la cohesión efectiva,

$\gamma$  el peso específico del terreno,

$\gamma_w$  el peso específico del agua,

$m$  el porcentaje de columna de terreno inestable situada bajo el nivel freático, y

$t$  la profundidad de la superficie de rotura medida perpendicularmente a la superficie del terreno.

Cabe mencionar que el supuesto de rotura en un talud infinito es válido si la masa deslizante tiene poco

espesor en comparación con su longitud; la superficie de rotura es paralela a la superficie del terreno; y la rotura se produce como deslizamiento basal.

Posteriormente, a partir de la  $a_c$  y del acelerograma correspondiente al terremoto de referencia, se calcula el desplazamiento permanente acumulado, o desplazamiento de Newmark ( $D_N$ ) que se produce en el bloque rígido cada vez que la aceleración debida al terremoto excede el valor de  $a_c$  (Figura 3.10). Para ello se hace la integral doble del acelerograma registrado durante el terremoto. Con la primera integral se calcula la velocidad de desplazamiento del bloque para los intervalos de tiempo durante los cuales la aceleración debida al terremoto excede la  $a_c$ . Integrando la velocidad respecto al tiempo (segunda integral) se obtiene el desplazamiento permanente del bloque, que es el desplazamiento de Newmark ( $D_N$ ).

Una vez finalizado el cálculo, se debe juzgar si el desplazamiento acumulado es significativo o no como para producir inestabilidades. Es decir, aunque durante un terremoto se exceda la aceleración crítica y se produzca un cierto desplazamiento de la masa, no necesariamente se debe producir la rotura del talud, hecho que diferencia a esta metodología de un análisis pseudo-estático clásico.

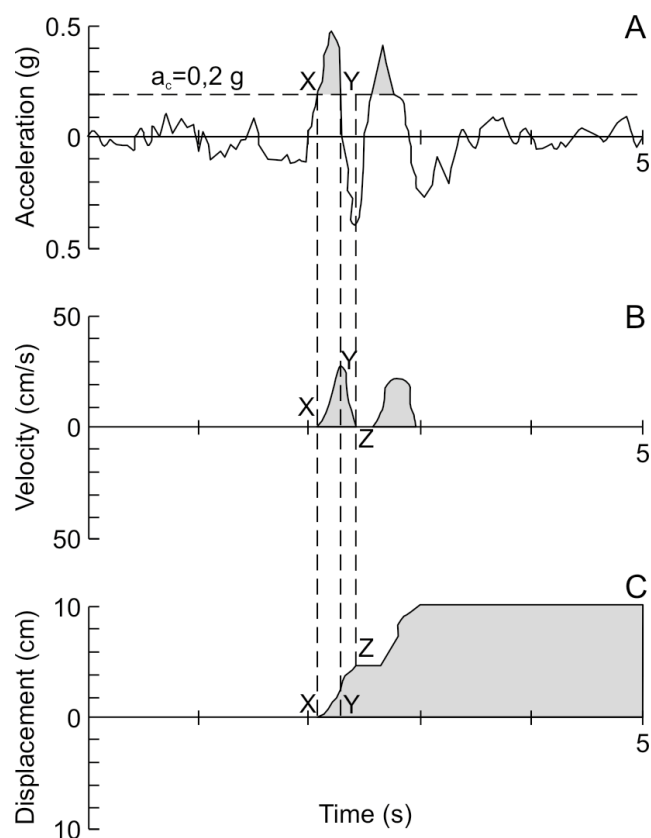


Figura 3.10: Doble integración para el cálculo del desplazamiento de Newmark [1965]. [Jibson, 2007].

El desplazamiento de Newmark, también conocido como desplazamiento crítico, depende del comportamiento reológico de la masa del deslizamiento. Aquellas masas que presentan un comportamiento frágil tienen un desplazamiento crítico menor que aquellas masas cuya ductilidad permite acomodar mayor deformación antes del deslizamiento.

Por tanto, los valores de desplazamiento de Newmark obtenidos a escala regional no deben considerarse como una medida precisa del desplazamiento cosísmico de un deslizamiento, sino más bien como un índice que hace referencia al potencial de que se produzca la inestabilidad en ese deslizamiento. Por esta razón existen en la bibliografía diferentes umbrales de  $D_N$  en función de la tipología de las inestabilidades

(Tabla 3.1). De forma general se asume que el desplazamiento crítico en materiales frágiles es de 5 cm, mientras que en materiales dúctiles es de 10 cm.

Tabla 3.1: Umbrales del desplazamiento de Newmark para distintas tipologías de inestabilidades de ladera.

Tipología de inestabilidad	Lugar <sup>b</sup>	$D_N$ (cm) <sup>c</sup>	Autor
Caída de rocas (rock falls)	Sur de California	2	Wilson y Keefer [1983, 1985]
Deslizamiento coherentes (coherent landslides)		10	
Deslizamiento traslacional/de rocas/ rotacional (translational slides/rock slides/slumps)	Condado de San Mateo, California	5	Wieczorek et al. [1985]
Deslizamiento rotacional en materiales coherentes (Coherent rotational slides)	Valle del Mississippi	5-10	Jibson y Keefer [1993]
-	California	5-15 (mayoría); 1-5 (minoría)	Jibson et al. [2000]
Deslizamientos no coherentes y caídas (Disrupted falls and slides)	Italia	5	Romeo [2000]
Flujos y deslizamientos en materiales cohesivos (Flows and slides in cohesive soils)		10	
Roturas en carbonatos		2	
Roturas en flysch	Italia	10	Capolongo et al. [2002]

<sup>a</sup> Traducción al español desde los términos empleados por los propios autores (entre paréntesis).

<sup>b</sup> Lugar del estudio.

<sup>c</sup> Umbral del desplazamiento de Newmark propuesto por los diferentes autores.

Este método considera diversas simplificaciones del problema. Entre ellas cabe señalar que considera que la masa potencialmente inestable no sufre deformación interna; no experimenta desplazamientos permanentes cuando es sometida a aceleraciones inferiores a  $a_c$ ; y que se deforma plásticamente a lo largo de una superficie de cizalla basal cuando se supera la  $a_c$ . Otras simplificaciones son que considera que la resistencia al corte del terreno en condiciones estáticas y dinámicas son iguales al no contemplar el efecto que la presión de poros inducida por la sacudida pueda tener en las propiedades resistentes del material; considera que la  $a_c$  es independiente del nivel de deformación inducida en el terreno y es, por tanto, constante a lo largo del análisis; y por último, considera que la resistencia hacia arriba de la pendiente es infinitamente grande por lo que no se puede producir el desplazamiento en este sentido [Newmark, 1965; Makdisi y Seed, 1978; Chang et al., 1984; Ambraseys y Menu, 1988]. No obstante, ensayos en laboratorio [Goodman y Seed, 1966] y retrospectivos [Wilson y Keefer, 1983; Jibson y Keefer, 1993] confirman que este método permite una buena estimación del desplazamiento de la masa inestable si se conoce bien la

geometría del talud, las propiedades geotécnicas de los materiales que lo componen, y el movimiento del terreno inducido por el terremoto.

También hay que tener en cuenta que un análisis riguroso de Newmark requiere hacer la integral doble de las partes de un acelerograma específico que exceden la aceleración crítica. Sin embargo, para un análisis a escala regional resulta poco práctico e inadecuado calcular el desplazamiento de Newmark en cada celda en que se divide el terreno, pues para cada una de ellas se debería contar con un acelerograma, bien registrado o artificial, y sólo serviría para estudiar uno de los muchos posibles niveles de movimiento del terreno. En este sentido, para facilitar el uso del método se han desarrollado relaciones empíricas a partir de las cuales se puede estimar dicho desplazamiento.

Teniendo en cuenta estas limitaciones, la aceleración crítica constituye el parámetro más adecuado para expresar la susceptibilidad de las laderas a sufrir inestabilidades inducidas por terremotos, pues hace referencia a la capacidad de una ladera de resistir la sacudida sísmica [Wilson y Keefer, 1985; Jibson et al., 2000]. Es por ello que la generación de mapas de  $a_c$  a escala regional constituye un buen punto de partida para identificar las áreas más susceptibles a sufrir inestabilidades durante la ocurrencia de un terremoto.

### 3.3.2. Aplicación en El Salvador del método de Newmark modificado

Se ha llevado a cabo un análisis regional (escala 1:100.000) de susceptibilidad de inestabilidades cosísmicas en El Salvador. Para ello se ha aplicado el método de Newmark [1965] en sus posteriores modificaciones [Jibson et al., 1998, 2000; Jibson 2007] mediante un SIG (ArcGIS 10.2 de ESRI).

Dentro del análisis, los parámetros clave son la  $a_c$  y el  $D_N$ . El  $D_N$  depende, además del propio valor de  $a_c$ , de las características de la sacudida, las cuales están condicionadas por el escenario sísmico: magnitud del terremoto, distancia de la ruptura al área de estudio, entre otros. En cambio, la  $a_c$  es un parámetro intrínseco de la ladera y no depende del escenario sísmico, siendo por tanto el parámetro más apropiado para expresar la susceptibilidad o propensión de las laderas a sufrir inestabilidades en condiciones dinámicas.

El trabajo realizado ha implicado los siguientes pasos que se resumen en la Figura 3.11:

1. Cálculo del factor de seguridad estático. Para ello se necesitan varios datos iniciales:

1.1.- En primer lugar se realiza una clasificación litológico-geotécnica basada en el mapa geológico y en el comportamiento geotécnico general de los materiales.

1.2.- A continuación se asignan a cada grupo litológico valores representativos de propiedades geotécnicas (peso específico, cohesión, y ángulo de rozamiento interno).

1.3.- A partir de un modelo digital de elevación (DEM) de El Salvador se obtiene un mapa de pendientes.

1.4.- Finalmente se calcula el factor de seguridad estático mediante la Ecuación 3.10.

2. Cálculo de la aceleración crítica (en cada uno de los píxeles) combinando la malla resultante del FS con la de la pendiente según la Ecuación 3.9. Ésta representa la susceptibilidad a los deslizamientos por sismicidad.

3. Estimación del desplazamiento de Newmark usando tres ecuaciones empíricas de regresión basadas en parámetros simples del movimiento fuerte del terreno (aceleración de pico (PGA) e intensidad de Arias ( $I_A$ )), y contemplando diferentes escenarios sísmicos (los correspondientes a los de Enero y Febrero de 2001, uno probabilista y tres deterministas).

### 3.3.2.1. Estimación del desplazamiento de Newmark a partir de la intensidad de Arias ( $I_A$ )

*Jibson et al.* [1998, 2000] adaptaron el método de Newmark para su uso en análisis regionales y elaboración de cartografías de peligrosidad. Estos autores tomaron como base el inventario de inestabilidades inducidas por el terremoto de Northridge (1994) ( $M_s = 6,7$ ) en un sector al NW de la ciudad de Los Ángeles (USA), y los acelerogramas registrados en dicho evento. En este sector, las inestabilidades consistían mayoritariamente en caídas y deslizamientos en roca y suelos. Realizando un análisis de Newmark con los registros de aceleración, obtuvieron una relación empírica entre  $D_N$ ,  $a_c$ , y la llamada intensidad de Arias,  $I_A$  [Arias, 1970], que es una medida de la energía total absorbida por el terreno y que se determina a partir del acelerograma registrado:

$$I_A = \frac{\pi}{2g} \int_0^T a^2(t) dt \quad (3.11)$$

donde,

$I_A$  es la intensidad de Arias (expresada en m/s)

$g$  es la aceleración de la gravedad (m/s<sup>2</sup>),

$T$  la duración total del acelerograma (s), y

$a(t)$  la aceleración del terreno (m/s<sup>2</sup>).

A partir de los parámetros  $a_c$  e  $I_A$ , el desplazamiento de Newmark ( $D_N$ ) viene dado por la expresión [*Jibson et al.*, 1998, 2000]:

$$\log D_N = 1,521 \log I_A - 1,993 \log a_c - 1,546 \quad (3.12)$$

donde  $D_N$  está expresado en cm. La desviación estándar del modelo es de 0,375 y su coeficiente de correlación  $R^2$  es 0,83.

La  $I_A$  representa la contribución del terremoto como elemento desencadenante, de manera que al aumentar su valor, mayor es el desplazamiento  $D_N$  resultante. Este parámetro caracteriza la sacudida de un terremoto mejor que la aceleración de pico ya que tiene en cuenta todos los picos (no sólo el mayor), y por tanto, considera la duración de la sacudida, cuyo efecto en el desplazamiento de Newmark es significativo. *Keefer y Wilson* [1989] sugirieron valores de  $I_A$  a partir de los cuales se producen inestabilidades: 0,11 m/s para deslizamientos y desprendimientos superficiales, 0,32 m/s para deslizamientos rotacionales y flujos en suelos, y para deslizamientos traslacionales en roca, y 0,54 m/s para expansiones laterales.

Por su parte, la  $a_c$  es un parámetro que reduce el desplazamiento: a igual valor de  $I_A$ , cuanto más elevada sea  $a_c$ , menor será  $D_N$ . En consecuencia, la  $a_c$  es una expresión de la capacidad de la ladera para resistir la sacudida y depende exclusivamente de su geometría (pendiente) y de las propiedades geotécnicas de los materiales. Se trata, por tanto, de un parámetro que describe las propiedades intrínsecas de la ladera y no depende del escenario sísmico. Es por ello que la  $a_c$  constituye el parámetro más apropiado para expresar

la susceptibilidad o propensión de las laderas a sufrir/resistir inestabilidades en condiciones dinámicas [Wilson y Keefer, 1985; Jibson *et al.*, 2000; Luzi y Pergalani, 2000].

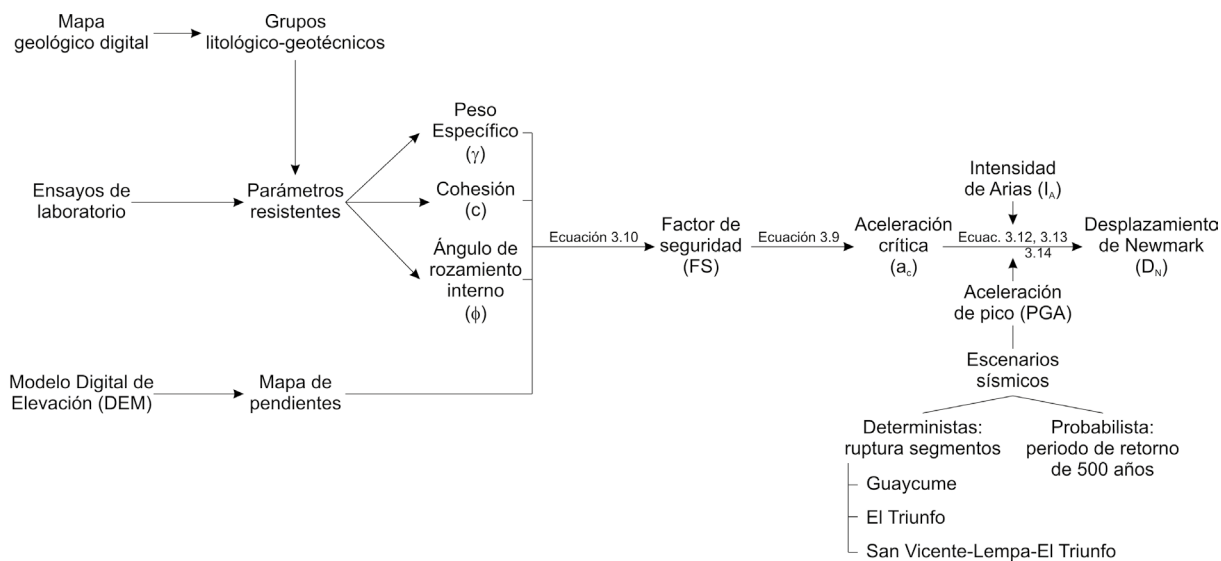


Figura 3.11: Diagrama de flujo en el que se muestran los pasos y los datos necesarios en un análisis de estabilidad de laderas en condiciones dinámicas según el método de Newmark [1965].

Esta expresión fue actualizada posteriormente por Jibson [2007], ya que los datos sísmicos utilizados en la obtención de esta expresión (Ecuación 3.12) incluían muchos más valores de  $a_c$  bajos que altos. La ecuación de regresión resultante tras considerar 875 registros mundiales permite predecir desplazamientos de Newmark para un mayor rango de posibles valores de aceleración crítica:

$$\log D_N = 2,401 \log I_A - 3,481 \log a_c - 3,230 \quad (3.13)$$

En la presente Tesis se han empleado las intensidades de Arias calculadas por López Casado *et al.* [2001] empleando los valores de aceleración del terreno (PGA) registrados en la red sísmica de El Salvador. Se han utilizado los valores de la componente E-O por ser la dirección en la que se alcanzaron, en casi todas las estaciones, los mayores valores.

### 3.3.2.2. Estimación del desplazamiento de Newmark a partir de la relación de aceleración crítica ( $a_c$ / PGA)

La aproximación más común para estimar el desplazamiento de Newmark consiste en correlacionar el desplazamiento con la relación de aceleración crítica. Tras estudiar 2.270 registros de movimiento fuerte

procedentes de 30 terremotos de todo el mundo, *Jibson* [2007] propuso una relación empírica basada en esta relación en lugar de  $a_c$  e  $I_A$ :

$$\log D_N = 0,215 + \log \left[ \left( 1 - \frac{a_c}{PGA} \right)^{2,341} \left( \frac{a_c}{PGA} \right)^{-1,438} \right] \quad (3.14)$$

La desviación estándar del modelo es de 0,51 y su coeficiente de correlación  $R^2$  es del 84%. Esta ecuación, que tiene la misma forma que la propuesta por *Ambraseys y Menu* [1988], reproduce el comportamiento teórico: predice desplazamientos que tienden a infinito cuando la relación  $(a_c/PGA)=0$  y se aproximan a cero cuando  $(a_c/PGA)=1$ . Este comportamiento se observa de forma gráfica al representar el logaritmo de los desplazamientos de Newmark frente a la relación de aceleración crítica ( $a_c/PGA$ ) (Figura 3.12). En los extremos del rango de valores, la rama de la curva en la izquierda asciende con valores de  $(a_c/PGA)$  próximos a cero, mientras que en la parte derecha descende con valores de  $(a_c/PGA)$  próximos a uno.

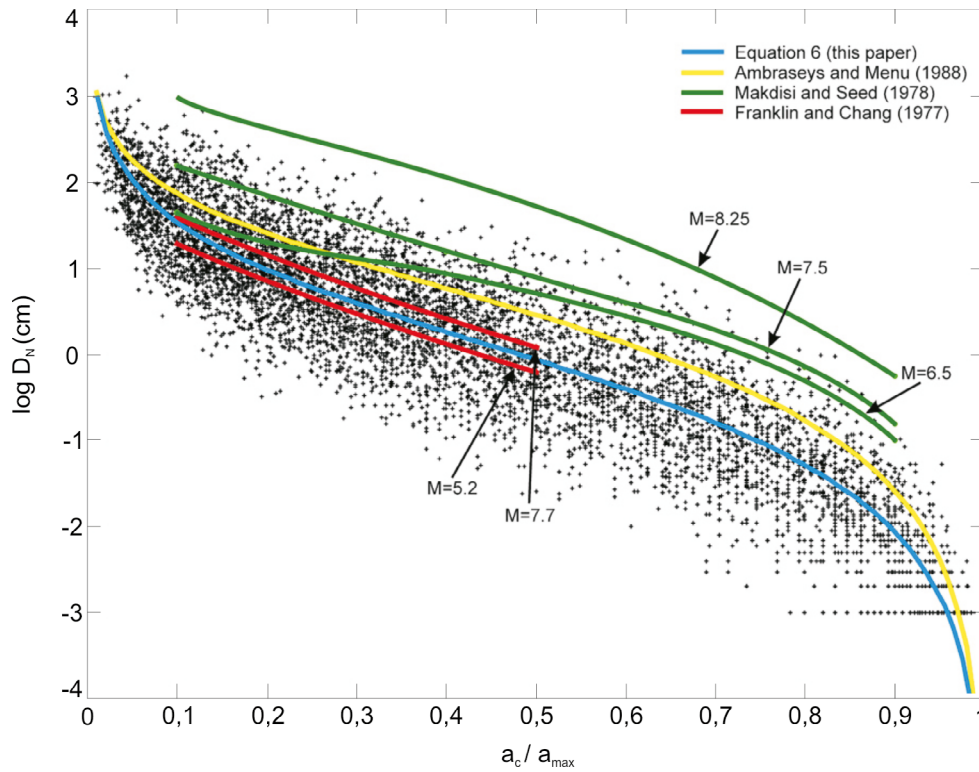


Figura 3.12: Representación gráfica del logaritmo del desplazamiento de Newmark ( $D_N$ ) frente a la relación de aceleración crítica. Las curvas son los resultados de otros estudios. [*Jibson*, 2007].

### 3.3.3. Estimación del Coeficiente de Susceptibilidad (CSU)

Además de realizar el cálculo del desplazamiento de Newmark, se ha llevado a cabo un análisis de susceptibilidad mediante la comparación del movimiento fuerte del terreno (PGA) con la aceleración crítica ( $a_c$ ).

*Tsige et al.* [2012] propusieron utilizar dicha relación para definir un coeficiente de susceptibilidad (CSU), que de manera rápida e intuitiva permite realizar una primera evaluación de las zonas susceptibles a deslizar, pues, de forma teórica y atendiendo a la definición de aceleración crítica dada por *Newmark* [1965] “aceleración mínima necesaria para vencer la resistencia al corte e iniciar el desplazamiento”,



cuando el PGA experimentado por una ladera la iguala o la supera, o lo que es lo mismo, el coeficiente de susceptibilidad es 1 o menor que 1, se produce el desplazamiento permanente.

### 3.3.4. Escenarios sísmicos contemplados

Se han considerado dos escenarios sísmicos en el estudio además del real (correspondiente a los valores de PGA registrados en los eventos de 2001): probabilista y deterministas. El primero proporciona una visión general del riesgo sísmico asociado a un nivel de probabilidad de excedencia de un determinado nivel de movimiento del terreno durante un periodo de tiempo especificado, mientras que el segundo representa una situación particular asociada a la ocurrencia de condiciones específicas.

El escenario probabilista utilizado es el publicado en forma de mapa de amenaza sísmica en El Salvador por *Benito y Torres* [2009] expresada en términos de PGA (aceleración pico) sobre roca correspondiente al periodo de retorno de 500 años, entendido éste como el tiempo necesario para que se exceda el valor de PGA con una probabilidad dada. Se ha escogido este mapa por ser el más cercano al criterio del actual Código Sísmico de El Salvador, que determina un periodo de retorno mínimo de 475 años.

A diferencia de otros escenarios sísmicos, el mapa probabilista de amenaza sísmica considera los efectos de todos los terremotos que podrían ocurrir en un lugar y tiene en cuenta las leyes de recurrencia de los mismos.

En cuanto a los escenarios deterministas, en ellos se contemplan las peores circunstancias, es decir, la ocurrencia del mayor terremoto sin considerar su probabilidad. Se basan, por tanto, en el potencial sísmico de las fallas principales existentes en una zona.

En la presente Tesis se han considerado tres posibles rupturas dentro de la ZFES: segmento de Guaycume, segmento de El Triunfo, y la combinación de los segmentos San Vicente, Lempa y El Triunfo. Este último escenario representa un caso extremo del que *Canora et al.* [2014] encuentran evidencias en estudios paleosísmicos, análisis morfotectónicos y trabajos de cartografía, y que implica la posible ocurrencia de paleoterremotos de hasta  $M_w$  7,2.

Las aceleraciones máximas del terreno (PGA) correspondientes a estos escenarios han sido calculadas por *Alonso-Henar et al.* [2014] mediante la relación empírica propuesta por *Schmidt* [2010] para Centro América. La elección de dicha ley de atenuación se hizo tras observarse la buena correlación existente al comparar los resultados con el mapa de aceleración del terremoto de  $M_w$  6,6 del 13 de Febrero de 2001, pues las aceleraciones obtenidas reproducen una ruptura similar.

### 3.3.5. Efecto sitio: amplificación litológica

La influencia que la topografía y la geología tienen en el comportamiento de las ondas sísmicas es conocida. La modificación de la señal sísmica (en duración, frecuencia, y amplitud) por parte de estos factores es lo que se conoce como efecto sitio.

En los últimos años, la estimación de la amplificación se ha convertido en una necesidad imperiosa para dar cuenta correctamente del movimiento sísmico, de los daños económicos, y de las pérdidas de vidas humanas causadas por terremotos, incluso en el caso de los países de sismicidad baja y moderada

y a pesar de que los terremotos se produzcan con menor frecuencia que otros fenómenos naturales de consecuencias desastrosas.

En la presente Tesis se ha estudiado el efecto sitio de amplificación debido a las características de las litologías superficiales en todos los escenarios sísmicos.

La modificación de la amplitud de la onda sísmica está controlada por las propiedades elásticas de los materiales geológicos atravesados así como por el espesor y profundidad a la que se encuentra el sustrato rocoso [Aki, 1988, Borchardt, 1994, Seed et al., 1976]. Cuando se produce una sacudida sísmica se libera energía de deformación almacenada que se transmite por el interior de la tierra en forma de ondas sísmicas que se propagan, se reflejan, y se refractan en su camino hasta el sustrato rocoso situado en la superficie del terreno. Normalmente esta energía se atenúa con la distancia y en función de la frecuencia. Sin embargo, cuando atraviesa determinados tipos de terrenos (suelos blandos y no consolidados) el movimiento o la señal de entrada se amplifica de forma muy relevante llegando a valores de hasta 10 para ciertos rangos de frecuencias, normalmente entre 0,2 y 10 Hz.

Dichos fenómenos físicos no sólo influyen en el aumento de la amplitud de las ondas, sino que también modifican la duración de la sacudida y su contenido frecuencial. En el primer caso, en presencia de depósitos sedimentarios poco consolidados, la duración de la señal sísmica puede aumentar debido a efectos de discontinuidades laterales y a la difracción de las ondas superficiales [Bard, 1995, 1997]. Por otra parte, el contraste de impedancia, producto de la velocidad de ondas de cizalla por la densidad de la capa entre los materiales superficiales y el sustrato rocoso ( $\rho_v/\rho_0 V_0$ ), produce una función de transferencia en la que se amplifican diferentes valores frecuenciales. La frecuencia a la que ocurre la resonancia, así como su amplitud, depende de las características geotécnicas y dinámicas, y del espesor de la capa. Para el caso más sencillo de capas horizontales sin discontinuidades laterales (efectos 1D), la frecuencia a la que se produce la amplificación se deduce de la relación entre la velocidad de cizalla de la capa y su espesor ( $F_0 = V_s/4h$ ). En geometrías más reales, el problema resulta más complejo (efectos 2D y 3D), pues se produce el atrapamiento tanto de las ondas internas (P y S) como de las superficiales (L y R) [Bard y Tucker, 1985]. De modo general, los terrenos blandos amplifican las señales cuyas frecuencias predominantes son bajas (períodos altos), coincidentes con los periodos de vibración fundamentales típicos de estructuras ingenieriles altas (esbeltas), mientras que los suelos rígidos lo hacen con señales cuyas frecuencias predominantes son altas (períodos bajos). Por tanto, el grado de amplificación está en función de las propiedades geotécnicas de los terrenos tales como, el índice de poros, la consistencia y la densidad relativa, y la plasticidad (contenido de arcillas), factores que a su vez son el resultado de la historia geológica, origen y génesis de las litologías.

Para la estimación de los efectos de amplificación debido a las condiciones geológicas (litológicas) se emplean tanto métodos empíricos, como de modelización numérica, estos últimos adecuados únicamente en los casos en los que se conoce con gran detalle los comportamientos dinámicos, el espesor y la profundidad del sustrato rocoso, además del espectro inicial.

Antes de la aplicación de los efectos de la amplificación a los estudios empíricos y de modelización numérica de los efectos del suelo en las señales sísmicas, es necesario la realización de una clasificación o agrupación de los materiales geológicos superficiales en categorías de respuesta sísmica similar. A este respecto se han establecido diversas normativas y recomendaciones en varios países que establecen varios tipos de suelos con respuestas sísmicas similares (NCSE-02, Eurocódigo 8, BUC (Building Code), NHERP, 2003).

Dada la complejidad de obtención de los parámetros dinámicos *in situ*, ya sea mediante ensayos de campo o de laboratorio, debido especialmente a las variaciones bruscas de los materiales tanto en la vertical como en la horizontal, así como debido a las dificultades de interpretación mediante las correlaciones empíricas, los estudios, en muchas ocasiones, se realizan asumiendo parámetros de respuesta sísmica

genéricos (como es la velocidad de corte,  $V_s$ , en los 30 m más superficiales de suelo) en función de la situación, edad, composición y origen de las formaciones geológicas.

La variabilidad litológica de El Salvador se traduce en una amplia gama de comportamientos geotécnicos que van desde rocas muy duras y competentes que no amplificarán la señal sísmica (o muy poco), hasta terrenos muy blandos que pueden amplificarla de forma relevante. Para el cálculo del factor de amplificación se ha partido de la clasificación litológica-geotécnica elaborada para el cálculo del desplazamiento de Newmark.

### 3.3.5.1. Datos y metodología para el cálculo de la amplificación litológica

La evaluación de la amplificación debida al tipo de suelo se realiza a partir de la clasificación en tipos de suelos o a través de estudios más precisos que incluyen ensayos de laboratorio. La susceptibilidad de un suelo para amplificar el movimiento depende de las propiedades geotécnicas dinámicas, siendo el módulo de corte ( $G$ ) y el amortiguamiento ( $\xi$ ) los principales parámetros a considerar. También influye el espesor, la historia tensional y la profundidad del sustrato.

Los parámetros dinámicos del terreno se relacionan con otras propiedades de carácter más físico-mecánicas, como por ejemplo el índice de poros ( $n$ ), la densidad relativa ( $\rho$ ), la plasticidad ( $IP$ ), y la velocidad de las ondas de cizalla ( $V_s$ ). Normalmente estos parámetros se deducen a partir de técnicas de reconocimiento de suelos (sondeos, calicatas, SPT, CPT), de ensayos geofísicos (*down-hole*, *cross-hole*) y de ensayos de laboratorio. Por otra parte, los movimientos del suelo están influidos principalmente por los materiales situados hasta 30 metros de profundidad [Anderson *et al.*, 1996], por lo tanto, las columnas estratigráficas “tipo”, con los tipos de suelos, sus espesores y el promedio de la velocidad de ondas de corte hasta esa profundidad, constituyen elementos necesarios para la estimación de la amplificación.

Un estudio completo del efecto de sitio requiere considerar todos los aspectos arriba indicados además de las características de la señal sísmica (composición, dirección de la radiación incidente, etc.). Sin embargo, dada la complejidad del mismo, en muchas ocasiones los estudios se realizan asumiendo simplificaciones y considerando solamente algunos de los aspectos anteriores. Así, el estudio realizado en esta tesis, dentro de un contexto regional, es un ejemplo de ello.

El primer paso en la realización de mapas de amplificación sísmica del terreno consiste en realizar una clasificación geotécnico-sísmica a partir del mapa geológico y de datos geotécnicos. Se trata de agrupar las litologías superficiales en función de respuestas sísmicas similares, y por tanto, con similar capacidad de amplificar el movimiento fuerte del terreno.

Una vez se cuenta con esta clasificación, se elabora un mapa de respuesta sísmica haciendo uso de las relaciones empíricas entre la geología superficial y la velocidad de ondas de cizalla [Seed *et al.*, 1976; Chyi-Tyi *et al.*, 2001; Joyner y Fumal, 1985; NEHRP, 1997, 2003].

Así, de manera concreta, el esquema de trabajo seguido para el estudio de amplificación litológica en El Salvador ha sido el siguiente:

- Recopilación de datos. La base del estudio ha sido el mapa geológico de Bosse *et al.* [1978] a escala 1:100.000 (Figura 2.8 del Capítulo 2), y datos geotécnicos propios y bibliográficos.
- Clasificación geotécnica. La clasificación se ha realizado basándose en el conjunto de criterios geológicos (litología, edad, génesis, ambiente deposicional), espesor de los depósitos blandos, criterios geotécnicos, grado de fracturación, grado de compactación, etc. Además, esta labor de clasificación ha estado guiada por el conocimiento adquirido durante las diferentes campañas de campo realizadas a lo largo de los años de elaboración de la Tesis, que en muchos casos ha sido clave, pues la sola descripción de los materiales aflorantes que ofrece el mapa geológico, debido a

la peculiaridad de ciertas litologías, no sirve para determinar el comportamiento geotécnico real.

- Clasificación sísmica y estimación de la amplificación relativa para cada grupo de terreno. La clasificación sísmica se ha basado en la recomendaciones de *Borcherdt* [1994] (Tabla 3.2), pues contempla una gran variedad litológica y otras características que influyen en la respuesta sísmica del terreno, tales como el grado de saturación y espesor del sustrato. A continuación se estimó la velocidad de cizalla ( $V_s$ ) más representativa de cada una de las categorías con el fin de poder calcular la capacidad de amplificación de cada una de ellas según la ecuación propuesta por *Borcherdt* [1994]:

$$F_a = \left(\frac{V_0}{V}\right)^{m_a} \quad (3.15)$$

donde,

$F_a$  es el factor de amplificación para periodos cortos,

$V$  es la velocidad media de corte, expresada en m/s, de los 30 m más superficiales de terreno (en caso de desconocerse se emplea el valor de la  $V_s$  del material aflorante)

$V_0$  es la velocidad de corte del sustrato rocoso (a más de 30 m de profundidad), expresada en m/s, y

$m_a$  es un factor implícito del factor de amplificación del suelo para periodos cortos y medios, que en el caso de estudio toma el valor de 0,35 (periodo corto).

Tabla 3.2: Clasificación de suelos propuesta por *Borcherdt* [1994].

Tipo de Suelo			Descripción general			Velocidad media de cizalla ( $V_s$ )				Espesor mínimo	
						Mínima		Promedio			
						ft/s	m/s	ft/s	m/s	ft/s	m/s
SC-I			Roca firme y dura								
SC-Ia	A	Roca dura	4.600	1.400	5.200	1.320					
SC-Ib	B	Roca firme a dura	2.300	700	3.500	1.050	4.600	1.400			
SC-II	B	Suelos pedregosos y roca blanda a dura	1.230	375	1.800	540	2.300	700	20	10	
SC-III	C	Arcillas consistentes y suelos arenosos	660	200	950	290	1.230	375	20	5	
SC-IV	D	Suelos blandos	330	100	500	150	660	200			
SC-IVa	D1	Suelos blandos no estudiados específicamente							19	3	
SC-IVb	E	Suelos blandos específicamente estudiados							10	3	

### 3.4. Análisis de estabilidad de una de las grandes inestabilidades: deslizamiento de Jiboa

Dentro del análisis de susceptibilidad de inestabilidades de ladera llevado a cabo en la Tesis se ha considerado conveniente realizar un estudio más detallado con el propósito de estudiar a escala local los factores que han contribuido en la ocurrencia de la inestabilidad más grande (en cuanto a volumen) ocurrida durante los sismos de 2001, el deslizamiento de Jiboa, que aunque no ha tenido tanta repercusión como el caso de Las Colinas o La Leona, pues de forma extraoficial se considera que sólo provocó un muerto, represó el río Jiboa y amenazó a las poblaciones situadas aguas abajo con una inundación catastrófica si se hubiese roto de manera espontánea.

El estudio llevado a cabo ha consistido en el análisis de la estabilidad de Jiboa mediante la aplicación de dos métodos que se complementan: equilibrio límite y elementos finitos. Mediante los primeros se ha realizado un estudio retrospectivo consistente en la búsqueda del plano de rotura (pues la acumulación de materiales no permite observarlo en su totalidad), el cálculo de su factor de seguridad (FS) tanto en condiciones estáticas como pseudo-estáticas, y en un análisis de sensibilidad de dicho FS para abordar la incertidumbre asociada a los valores de los parámetros resistentes de los materiales. Para ello se han aplicado los métodos de equilibrio de rebanadas resumidos en la Tabla 3.3.

Por otro lado, los métodos de elementos finitos han sido aplicados con el propósito de estudiar el mecanismo de rotura de esta gran inestabilidad y contrastar los resultados con los obtenidos mediante los métodos de equilibrio límite.

Los programas informáticos empleados han sido *Slide* para equilibrio límite y *Phase<sup>2</sup>* para elementos finitos. Ambos programas están desarrollados por *Rocscience Inc.* [2010] por lo que ofrecen facilidades a la hora de importar los modelos creados y así comparar los resultados.

#### 3.4.1. Métodos de equilibrio límite empleados

Dentro del esquema general de métodos de equilibrio límite representado en la Figura 3.13, se han utilizado aquellos que siguiendo la hipótesis de *Fellenius* [1936] dividen la masa deslizante en rebanadas verticales. La idea proviene del razonamiento intuitivo de que la tensión normal en un punto cualquiera de una superficie de deslizamiento ha de depender fundamentalmente del peso de suelo que gravita sobre él. De esta manera, dividiendo la masa de suelo en rebanadas suficientemente pequeñas (o lo que es lo mismo, dividiéndolo en un número suficientemente grande de rebanadas), se puede asumir que las fuerzas normales en cada rebanada actúan en el punto medio de su base.

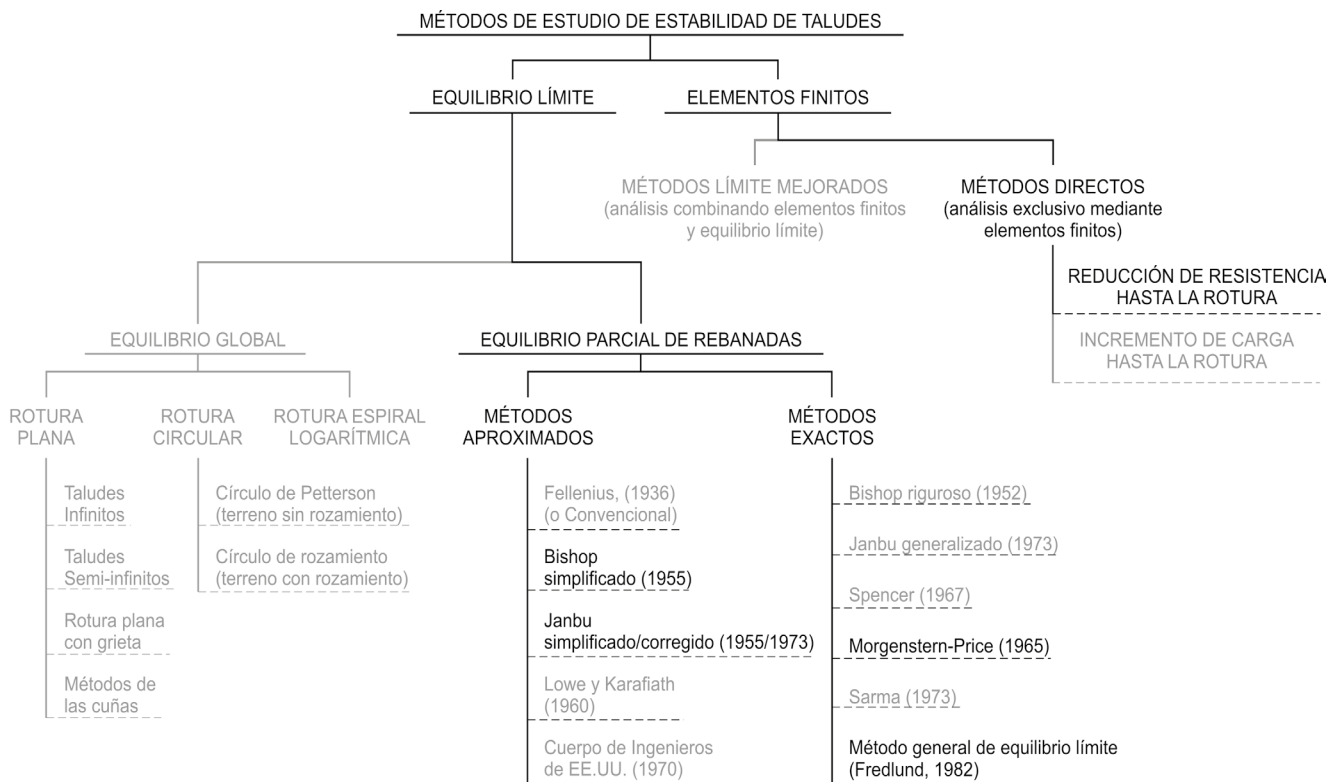


Figura 3.13: Diagrama de los métodos de estudio de la estabilidad de taludes más comunes. En negro están los métodos utilizados en la Tesis.

Evidentemente, el estudio del equilibrio de las rebanadas da lugar a la necesidad de considerar las fuerzas de interacción que actúan entre ellas (Figura 3.14), cosa que no ocurre con los métodos globales. De hecho, una de las diferencias entre los métodos de rebanadas y los de equilibrio global es la necesidad de realizar hipótesis sobre las fuerzas de interacción entre rebanadas, en lugar de sobre la distribución de tensiones normales a lo largo de la línea de deslizamiento.

Las fuerzas entre rebanadas dependen de una serie de factores, entre los que se encuentran la relación esfuerzo-deformación y las características deformacionales de los materiales. Su evaluación resulta compleja, razón por la que en muchos de los métodos se simplifica el problema con suposiciones que ignoran una o ambas fuerzas.

Todos los métodos de equilibrio límite parten de una serie de suposiciones sobre la fuerzas normales ( $E$ ) y de cizalla ( $X$ ) entre rebanadas, radicando la diferencia básica entre los distintos métodos en la forma según la cual se han determinado o asumido dichas fuerzas. A esta diferencia principal se añaden la geometría de la superficie de rotura asumida y las condiciones de equilibrio para el cálculo del FS. En la Tabla 3.3 se resumen los métodos de equilibrio límite empleados en la Tesis y las premisas que adopta cada uno.

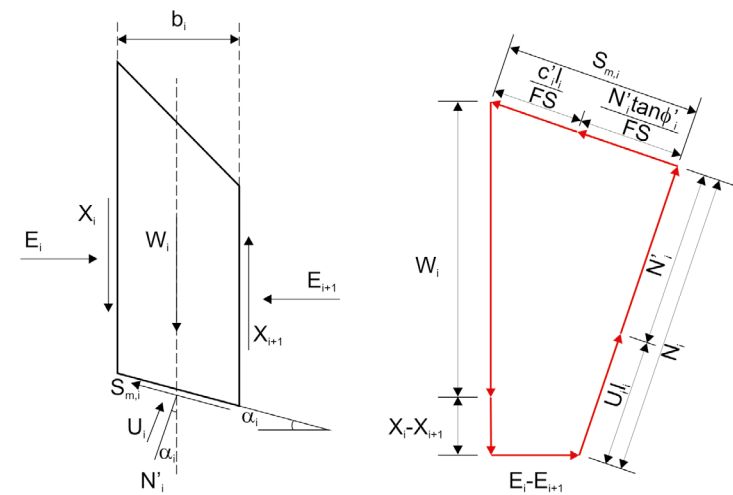


Figura 3.14: Geometría de una rebanada y fuerzas actuantes.

Por último, los métodos de rebanadas, además de ser más exactos, presentan algunas ventajas con respecto a los de equilibrio de masa global, entre las que cabe destacar:

- A lo largo de la superficie de deslizamiento (base de las rebanadas) se pueden modificar de rebanada a rebanada los parámetros de resistencia al corte ( $c'$ ,  $\varphi'$ ), de manera que es posible considerar taludes no homogéneos con diversos tipos de terreno.
- Algunos de los métodos no requieren que las superficies de deslizamiento a tantear sean circulares, de forma que facilitan el análisis de formas de rotura gobernadas por heterogeneidades geológicas o estratigráficas.



Tabla 3.3 Resumen de los métodos de EL (Ambrason *et al.* [2002], Nash [1987], Fredlund [1984]).

Método	Superficie de rotura		Condición de equilibrio satisfecha <sup>a</sup>	Asunciones <sup>b</sup>	Incógnitas a resolver <sup>c</sup>
	Circular	No Circular			
Bishop simplificado	✓		$\Sigma M=0$ $\Sigma F_v=0$	Considera $E$ e ignora $T$	n+1: Un factor de seguridad n fuerzas normales en la base de las rebanadas (N)
Janbu simplificado	✓	✓	$\Sigma F=0$	Considera $E$ e ignora $T$	2n: Un factor de seguridad n fuerzas normales en la base de las rebanadas (N) n-1 fuerzas resultantes entre rebanadas
Janbu corregido	✓	✓	$\Sigma F=0$	Considera $E$ y $T$ (a través de un factor empírico de corrección, $f_o$ )	2n: Un factor de seguridad n fuerzas normales en la base de las rebanadas (N) n-1 fuerzas resultantes entre rebanadas
Morgenstern-Price	✓	✓	$\Sigma M=0$ $\Sigma F=0$	La fuerza de cizalla entre rebanadas se relaciona con la fuerza normal mediante: $T = \lambda f(x) E$ Se calcula $\lambda$ para que $FS_m=FS_f$	3n: Un factor de seguridad Inclinación de la fuerza entre rebanadas ( $\theta$ ) Factor de escalado ( $\lambda$ ) n fuerzas normales en la base de las rebanadas (N) n-1 fuerzas horizontales entre rebanadas (E) n-1 posiciones de las fuerzas laterales (línea de actuación de los empujes)
General de Equi. Lím.	✓	✓	$\Sigma M=0$ $\Sigma F=0$	Considera $E$ y $T$ . La fuerza de cizalla entre rebanadas se relaciona con la fuerza normal mediante: $T = \lambda f(x) E$ Se calcula $\lambda$ para que $FS_m=FS_f$	3n: Un factor de seguridad Inclinación de la fuerza entre rebanadas ( $\theta$ ) Factor de escalado ( $\lambda$ ) n fuerzas normales en la base de las rebanadas (N) n-1 fuerzas horizontales entre rebanadas (E) n-1 posiciones de las fuerzas laterales (línea de actuación de los empujes)

<sup>a</sup> $\Sigma F_v=0$ , Satisface el equilibrio de fuerzas sólo en la vertical para calcular la fuerza normal en la base;  $\Sigma M=0$ , equilibrio de momentos respecto a un centro.

<sup>b</sup> $E$ ,  $T$ , fuerzas entre rebanadas normal (horizontal) y de cizalla respectivamente;  $P$ ,  $X$  fuerza en la base de la rebanada normal y de cizalla respectivamente;  $\lambda$ , factor de escala de la función;  $FS_m$ ,  $FS_f$  factor de seguridad calculado a partir del equilibrio de momentos y de fuerzas respectivamente.

<sup>c</sup>n, número de rebanadas en las que se divide la potencial masa deslizante.

### 3.4.2. Método de elementos finitos

Pese a la mayor complejidad y tiempo de cálculo necesario, los métodos de análisis de estabilidad basados en elementos finitos presentan una gran ventaja respecto a los métodos de equilibrio límite: no es necesario realizar ninguna suposición a cerca de la forma y localización de la superficie de rotura. Es por ello que ha sido aplicado en la presente Tesis para contrastar los resultados obtenidos con los métodos de equilibrio límite y para estudiar el mecanismo de deformación o rotura de Jiboa, pues otra de las ventajas que ofrece este método es la posibilidad de calcular y visualizar deformaciones en estados previos a la rotura total.

Dentro de los distintos métodos de cálculo basados en elementos finitos (Figura 3.13) se ha aplicado mediante el programa *Phase<sup>2</sup>* el denominado “método de reducción de la resistencia al corte” (*SSR-Shear Strenght Reduction*) [Hammah *et al.*, 2006; Dawson *et al.*, 1999; Griffiths y Lane, 1999], consistente en la búsqueda sistemática de un factor de reducción crítico (*SRF-Shear Reduction Factor*) que lleve al talud al borde de su rotura. Dicho factor es equivalente al FS.



# Capítulo 4

## Inestabilidades de ladera inducidas por terremotos en El Salvador: análisis de su distribución y concentración

### 4.1. Introducción

En el año 2001 se produjeron en El Salvador dos terremotos destructivos, uno el 13 de Enero ( $M_w$  7,7) con origen en la zona de subducción y otro el 13 de Febrero ( $M_w$  6,6) con foco en la zona de la cadena volcánica (Figura 2.17 del Capítulo 2). Los dos eventos causaron cientos de muertos, daños económicos elevados y gran alarma social, debido principalmente a las numerosas inestabilidades que produjeron, de diversas características y repartidas en un área muy amplia. La mayor parte de estas inestabilidades fueron de carácter superficial, independientemente de la distancia a los epicentros (desde escasos metros a más de 100 km). Tanto las áreas afectadas, como la cantidad de materiales removilizados durante los deslizamientos inducidos por terremotos, parecen ser mayores en el caso de El Salvador que en otras regiones con similares características sísmicas [Keefer, 1984; Rodríguez *et al.*, 1999].

Algunos autores señalan que las inestabilidades superficiales se producen principalmente por el factor de amplificación litológico de la onda sísmica [Rymer, 1987; Faccioli *et al.*, 1988; Bommer, 1996] o por la amplificación debida al factor topográfico [García-Rodríguez *et al.*, 2008; Bourdeau, 2006]. No obstante, aún quedan sin resolver las causas de la gran concentración espacial de la mayor parte de las inestabilidades. Por otra parte, las condiciones en las que se han producido las grandes inestabilidades (por lo general en pendientes de bajas a moderadas) inducen a pensar que hay una serie de factores externos no analizados hasta ahora y que controlan la distribución de estos procesos de inestabilidad en El Salvador.

Partiendo de esta observación inicial, en este capítulo se aborda el estudio de los factores que han controlado la distribución y concentración de las inestabilidades inducidas en El Salvador.

Para ello, se ha empleado principalmente la base de datos del inventario de inestabilidades inducidas durante los terremotos de Enero y Febrero del año 2001 (Tabla 4.1). Esta base de datos fue elaborada en los dos meses siguientes a la ocurrencia de ambos eventos sísmicos por el organismo público SNET (Servicio Nacional de Estudios Territoriales) y con el apoyo de expertos internacionales. Consta de 201

registros y supone uno de los inventarios más extensos y completos realizados en El Salvador hasta la fecha. Dicho inventario comprende además de la localización espacial de las inestabilidades, datos referentes a la tipología (identificada por nosotros siguiendo la propuesta de *Keefner* [1984]) y mecanismo de rotura, materiales afectados y formaciones geológicas involucradas, dimensión de la inestabilidad, pendiente del escarpe, volumen de materiales movilizados, dirección preferente de movimiento (caída), y si ha sido reactivado. Previo al análisis, se realizó un trabajo de filtrado, comprobación espacial de las inestabilidades y relocalización. Para ello se han empleado distintas herramientas: imágenes de satélite históricas, fotos aéreas disponibles y observaciones *in situ*. Además, donde ha sido posible, los inventariados se han completado con cartografías temáticas realizadas sobre fotografías aéreas posteriores a los eventos. En concreto se han cartografiado en una de las zonas de mayor concentración numerosas inestabilidades históricas o “paleodeslizamientos” (Figura 4.1), que pueden haber sido desencadenadas por terremotos históricos. También se han completado con datos bibliográficos (Tabla 4.2), que si bien no tienen el detalle del inventario mencionado, sí hacen referencia a zonas de concentración de inestabilidades ocurridas durante terremotos históricos. Los datos así disponibles se recogen gráficamente en la Figura 4.2.

El análisis de los factores que controlan la distribución y concentración de las inestabilidades cosísmicas en El Salvador se ha basado en la aplicación del principio de actualismo: se han analizado las inestabilidades del año 2001 para hacer extensibles las observaciones y conclusiones obtenidas a eventos no sólo históricos sino sobre todo a futuros, con el fin último de mitigar en la medida de lo posible los riesgos que suponen las inestabilidades cosísmicas. Otra de las ventajas que supone el análisis de los factores desencadenantes de las inestabilidades utilizando los datos de 2001, radica en las diferencias de ambos eventos sísmicos, que posibilitan que las conclusiones extraídas sean extrapolables a los dos principales tipos de terremotos que afectan al país. Dichas diferencias son a nivel de origen (zona de subducción y falla de la cadena volcánica (ZFES)), mecanismo de rotura (falla normal y desgarre), y profundidad hipocentral (40 km el de la zona de subducción y 14 km el de la cadena volcánica).



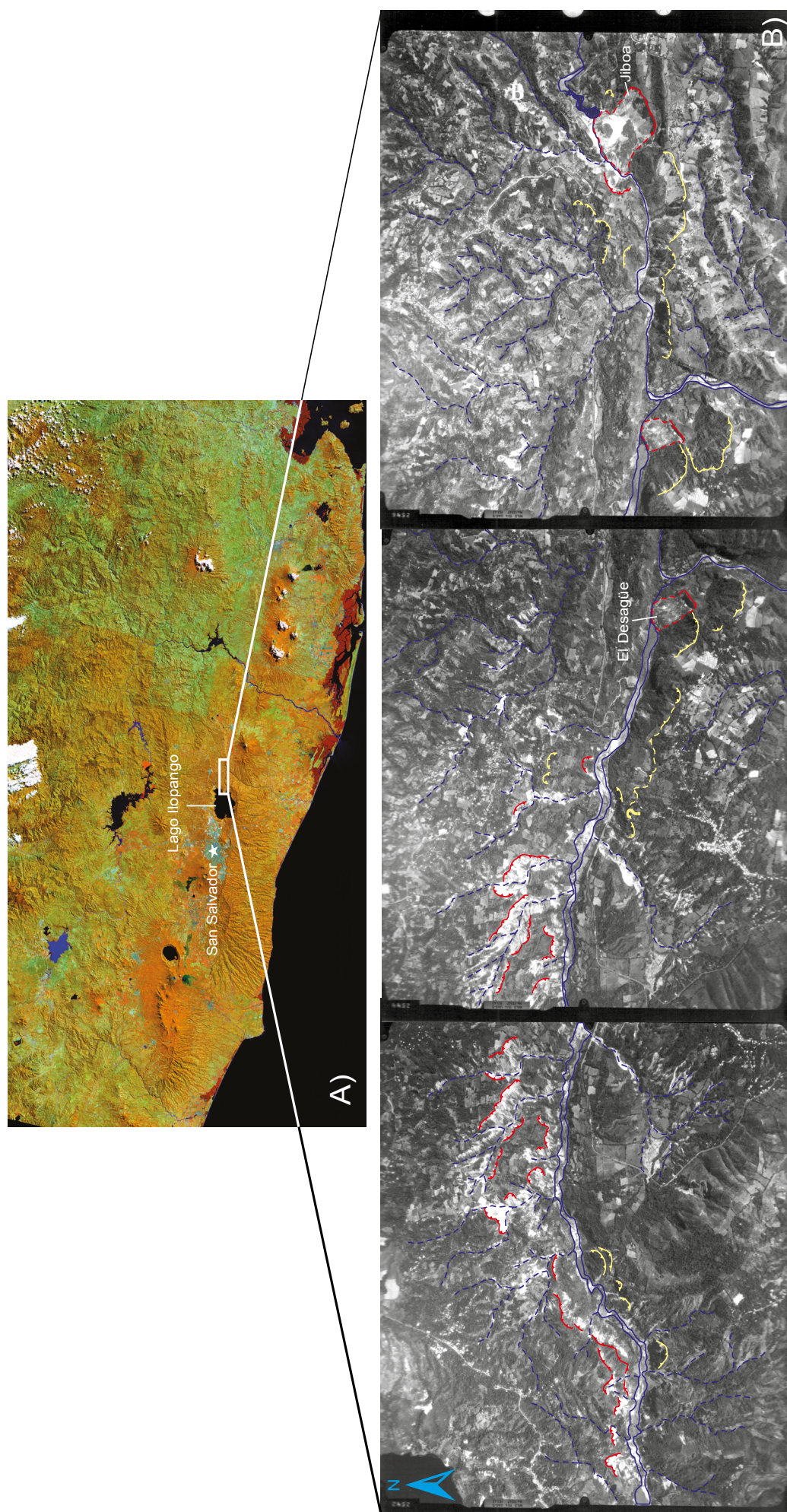


Figura 4.1: (a) Imagen satélite de El Salvador. (b) Cartografía de los escarpes en la zona de mayor concentración de inestabilidades de ladera producidas por el terremoto de Febrero del 2001. En la esquina superior izquierda se ve el Lago de Ilopango. En amarillo se identifican los denominados paleodeslizamientos, mientras que en rojo están los escarpes producidos en el 2001. Nótese que no existe una orientación preferente de las inestabilidades. (Escala 1:20.000).

*Tabla 4.1a: Inventario de inestabilidades de taludes y laderas inducidas por el terremoto del 13 de Enero de 2001 ( $M_w$  7,7).*

Nº	Tipología inestabilidad [Keefer, 1984]	Descripción materiales afectados	Unidades geológicas	Dimensión (m)	Pendiente (%)	Volumen (m³)	Orientación caída (°)	Reactivado
1	No coherente (caída de bloques de suelo)	Productos piroclásticos poco consolidados y muy fracturados	b3	10	100%	120	270	No
2	No coherente (bloques de roca y suelo)	?	s5'c	100	90%	5000-6000	225	No
3	No coherente (caída de bloques de roca)	Lavas y piroclastos	s5	6	casi vertical	800	45	No
4	No coherente (bloques de roca)	Alternancia de lavas (andesitas) y tobas muy fracturadas	s3	300	casi vertical	> 400	225	?
5	Coherente (bloques de suelo)	Piroclastitas	s2	90	casi vertical	150	90	?
6	No coherente (bloques de roca y suelo)	Lavas andesíticas y cenizas	s5	10	100%	100	360	No
7	No coherente (caída de bloques de suelo)	Piroclastitas	s2	30	casi vertical	700-900	135	Sí
8	No coherente (caída de bloques de suelo)	Piroclastitas	s2	30	casi vertical		45	Sí
9	No coherente (caída de bloques de suelo)	Piroclastitas	s3	50	> 100%	750	360	No
10	No coherente (bloques de roca y suelo)	Lavas y piroclastos	s2	200	90%		225	No
11	No coherente (caída de bloques de roca)	Lavas andesíticas muy fracturadas	s2	10	vertical	400	225	Sí
12	No coherente (caída de bloques de roca)	Lavas andesíticas muy fracturadas	s2	15	casi vertical	150	315	?
14	No coherente (bloques de roca y suelo)	Lavas, escorias y tobas	s2		casi vertical			Sí
15	No coherente (bloques de suelo)	Piroclastitas	s2	12	80%		225	No
16	No coherente (bloques de roca y suelo)	Lavas y cenizas	s2	6	90%	100	225	No
17	No coherente (caída de bloques de suelo)	Piroclastitas	s2	30	casi vertical	1000	90	No
18	No coherente (caída de bloques de roca y suelo)	Lavas y escorias	s2	15	casi vertical	340	270	No
19	No coherente (caída de bloques de suelo)	Cenizas	s3'a	15	casi vertical	140	90	No
20	Coherente (bloques de suelo)	Cenizas	s3'a	10	casi vertical	50	45	No
21	No coherente (caída de bloques de roca)	Lavas andesíticas muy fracturadas	s2	5	casi vertical	30		No
22	No coherente (caída de bloques de roca y suelo)	Piroclastitas sobre lavas	s2	10	casi vertical	500	180	No
23	No coherente (caída de bloques de roca y suelo)	Lavas y tobas		40	casi vertical	2000	315	No
24	No coherente (caída de bloques de suelo)	Ignimbritas poco consolidadas	Qf	60	>100%	42	180	No
25	No coherente (caída de bloques de suelo)	Ignimbritas semiconsolidadas con grietas casi verticales y diaclasas conjugadas	Qf	50	casi vertical	150	270	No
26	Coherente (suelo)	Suelo piroclástico, cenizas volcánicas, lapilli, tobas.	s3'a	25	70%		315	No
27	No coherente (bloques de suelo)	Cuaternario (suelo de cultivo)	s2	1000	90%	1500-1600	135	?
28	Coherente (suelo)	Suelo arenoso a arcilloso	s2		70-80%			No
29	No coherente (bloques de suelo)	Piroclastitas y cenizas	s5'b	300-350	90-100%	1500		?
30	Coherente (suelo)	Suelo arenoso a arcilloso	s3'a	30	70%	1000-1500		Sí

Nº	Tipología inestabilidad [Keefer, 1984]	Descripción materiales afectados	Unidades geológicas	Dimensión (m)	Pendiente (%)	Volumen (m³)	Orientación caída (°)	Reactivado
31	Coherente (suelo)	Suelo arenoso, lapilli y ceniza	s2	30	100%	1000		Sí
32	Coherente (suelo)	Suelo arenoso a arcilloso	s3'a	100	90-100%	4000-5000		Sí
33	Coherente (suelo)	Suelo arenoso	s4	100	60 - 70%			?
34	No coherente (bloques de roca y suelo)	Suelo de rocas y cenizas	s2	10	80-90%			No
35	No coherente (caída de bloques de suelo)	Epiclastitas	b1		>100%	100		?
36	Coherente (suelo)	?	b3	200	>100%	900	45	Sí
37	No coherente (caída de bloques de roca)	Aglomerados	b1		90%	5		?
38	Flujo (expansión lateral en suelo)	?	b3				90	No
39	Coherente (suelo)	?	c1	30	60 grados	1800	135	Sí
40	Coherente (suelo)	Suelo	b3	150	>100%	600	135	Sí
41	Coherente (bloques de roca)	Ignimbrita	c1		45-100%			No
42	No coherente (caída de bloques de roca)	Ignimbrita	c1		95-100%	42278		No
43	Coherente (suelo)	Suelo y tobas muy alteradas	b1	20	30	10	45	No
44	Coherente (suelo)	Piroclastos	b3	8	50 grados	50	270	No
45	Coherente (suelo)	Cenizas sin consolidar	b1	3	60 grados	15	315	No
46	Flujo (expansión lateral en suelo)	Cuaternario (arena con materia orgánica)	playa				180	Sí
47	No coherente (caída de bloques de roca y suelo)	Tefra joven y tobas color café, bloques lávicos y matriz arcillosa	b3	200	70 grados		45	No
48	Flujo (expansión lateral en suelo)	Cuaternario (aluvión)	Qf		0-5%			?
49	Flujo (expansión lateral en suelo)	Cuaternario (aluvión)	Qf		90-100%			?
50	Flujo (expansión lateral en suelo)	Cuaternario (arena de playa)	playa					No
51	Flujo (expansión lateral en suelo)	?	b1				270	No
53	Coherente (suelo)	Tobas y piroclastos	s4	300	80%			No
54	No coherente (bloques de roca y suelo)	Tobas de pómece y cenizas	c1	10	1			No
55	No coherente (caída de bloques de roca)	Toba piroclástica	s4	400	> 80%		180	No
56	Flujo (expansión lateral en suelo)	Relleno terraplén	playa				180	Sí
57	Coherente (suelo)	Tobas de color café	Qf	350	>100%	26250	270	No
58	No coherente (caída de bloques de roca)	Tobas de color café	s3'a	150	>100%	450	180	No
59	No coherente (bloques de suelo)	Tobas de color café	s3'a	200	>100%	3000	315	No
60	No coherente (caída de bloques de roca)	Tobas de color café	s3'a	1000	>100%	4800	315	?
61	Coherente (suelo)	Tobas de color café	c1	200	>100	5000	315	No
61	No coherente (caída de bloques de roca)	Lavas andesíticas muy fracturadas	s2	100	casi vertical	5000	45	?
62	No coherente (bloques de suelo)	Flujos piroclásticos poco consolidados	Qf	75	> 95%	750		No
63	No coherente (bloques de suelo)	Cenizas sobre flujos piroclásticos	s4	20	95	300	180	No
64	Coherente (bloques de suelo)	Flujos piroclásticos y cenizas volcánicas blancas, poco compactadas	s4	70	vertical	>1000	180	Sí
65	Coherente (bloques de suelo)	Cenizas sobre flujos piroclásticos	s4		vertical	>5000		No
66	Coherente (bloques de suelo)	Cenizas sobre flujos piroclásticos	s4		vertical	10000	270	No



Nº	Tipología inestabilidad [Keefer, 1984]	Descripción materiales afectados	Unidades geológicas	Dimensión (m)	Pendiente (%)	Volumen (m³)	Orientación caída (°)	Reactivado
68	No coherente (caída de bloques de roca y suelo)	Suelo arcillosos, cenizas y andesitas a techo	b3	150	vertical		180	?
69	No coherente (caída de bloques de roca)	Tefras y piroclastos	b2	200	vertical		270	Sí
70	No coherente (caída de bloques de roca)	Piroclastitas y tefras	b2	150	casi vertical		270	Sí
71	No coherente (caída de bloques de roca)	Aglomerados	b1	100	casi vertical	50	135	No
72	No coherente (caída de bloques de roca)	Aglomerados	b1		40-60%		180	No
73	Flujo (expansión lateral en roca)	Aglomerados y lavas	b1	200	casi vertical		180	No
74	No coherente (caída de bloques de roca)	Toba riolítica	c1	100	casi vertical		270	No
75	Coherente (bloques de suelo)	Arcillas y tobas muy alteradas	c3	150	casi vertical		270	No
76	No coherente (caída de bloques de roca)	Aglomerados, lavas, tobas, y brechas	s4	10	casi vertical		90	No
77	No coherente (caída de bloques de roca)	Tobas dacíticas	b3	150	casi vertical		90	No
78	Flujo	Arcillas sobre lavas	c3				225	No
79	Flujo (expansión lateral en suelo)	Suelo sobre arena	Qe (estuario)					?
81	Coherente (bloques de suelo)	Cenizas poco consolidadas	c1	10	vertical	30	315	No
82	No coherente (caída de bloques de roca y suelo)	Cenizas sobre lavas diaclasadas y fracturadas	s3'b	150	vertical	9000	270	No
83	No coherente (caída de bloques de suelo)	Cenizas y flujos piroclásticos poco consolidados. Fracturas verticales	c1	50	vertical	5625	360	?
84	No coherente (caída de bloques de roca)	Coladas lávicas muy fracturadas entre tobas de color café y escorias	s2	80	casi vertical		180	?
85	No coherente (caída de bloques de roca)	Tobas piroclásticas y cenizas	c1		vertical			?
86	No coherente (caída de bloques de suelo)	Lapilli poco consolidado	b3	30	vertical	225	90	No
87	No coherente (caída de bloques de suelo)	Cenizas, flujos piroclásticos, pómece. Poco consolidados	c1	25	vertical	>5000		No
88	?	?	s2		80-90%		180	No
89	Coherente (bloques de roca)	Ignimbrita	c1		45-100%			No
90	Flujo (expansión lateral en suelo)	Cuaternario (aluvión, bancos de arena)	playa					Sí
91	No coherente (caída de bloques de roca)	Lavas andesíticas muy fracturadas	Qf	25	casi vertical		360	No
92	Flujo (expansión lateral en suelo)	Suelo	c3		60 - 70%			Sí
93	No coherente (bloques de roca)	Cenizas y tobas poco compactas	c1	100-150	>100%	750000	180	Sí
94	No coherente (bloques de suelo)	Tobas de color café	c3	150	>100%	75000	315	No
95	No coherente (bloques de suelo)	Tobas de color café, pómece y escoria	c3	100	>100%	1500	270	No
96	Coherente (suelo)	Tobas de color café y escorias	s3'a	800	>100%	24000	270	Sí
97	No coherente (caída de rocas y avalancha de rocas)	Andesitas (meteorizadas)	b3	60	>100%	5400	135	Sí
98	Coherente (roca)	Tobas de color café y lavas andesíticas	b3	500	>100%	22500	225	No
99	Flujo (expansión lateral en suelo)	Tobas de color café	b3				270	No
100	No coherente (caída de bloques de roca)	Aglomerados	b1	75	>100%	3750	225	No
101	Flujo (expansión lateral en suelo)	Aglomerados	s3'a					No
102	Flujo (expansión lateral en suelo)	Aglomerados	s3'a					No

Nº	Tipología inestabilidad [Keefer, 1984]	Descripción materiales afectados	Unidades geológicas	Dimensión (m)	Pendiente (%)	Volumen (m³)	Orientación caída (°)	Reactivado
103	No coherente (bloques de suelo)	Andesitas (meteorizadas)	b3	125	>100%	7812.5	315	No
104	?	Antrópico (muro)	b1				270	No
105	Coherente (roca)	Andesitas (meteorizadas)	b1	20	>100%	240	270	No
106	No coherente (caída de bloques de roca)	Andesitas (brechas)	b1	100	>100%	2000	315	No
107	Coherente (suelo)	Tobas de color café	b1	100	>100%	4000	315	No
108	Flujo (expansión lateral en suelo)	Relleno terraplén	b1				225	No
109	Coherente (roca)	Andesitas (meteorizadas)	s3'a	200	>1000%	16000	315	No
110	No coherente (caída de bloques de suelo)	Andesitas (meteorizadas)	b1	25	>100%	500		No
111	Flujo (expansión lateral en suelo)	Relleno terraplén	b1					No
112	Flujo (expansión lateral en suelo)	Relleno terraplén	b3				270	No
113	No coherente (caída de bloques de suelo)	Intercalación de ceniza color café con estratos de lapilli	s2	50	60%	1300	270	No
114	No coherente (bloques de suelo)	Intercalación de ceniza color café con estratos de lapilli	s3'a	50	60%	500	270	No
115	No coherente (bloques de suelo)	Ceniza sobre lapilli	s3'a	60	100%	1000	90	?
116	No coherente (bloques de suelo)	Intercalación de ceniza con estratos de lapilli	s2	10	140%	50		No
117	No coherente (bloques de suelo)	Cenizas con lapilli intercalado	s3'a	5		150	270	?
118	No coherente (bloques de suelo)	Piroclastitas	s2	20		300	80	Sí
119	No coherente (caída de bloques de roca y suelo)	Intercalación de lavas, escorias y piroclastos	s3'a	30	140%		230	Sí
120	No coherente (bloques de suelo)	Pómece sobre cenizas	s3'a	50	120%	1500	60	No
121	No coherente (bloques de suelo)	Pómece, brechas, cenizas y lavas	s3'a					?
122	Flujo (expansión lateral en suelo)	Relleno terraplén	s2				90	Sí (lluvia)
123	No coherente (bloques de suelo)	Tobas de color café	s3'a				90	?
124	No coherente (caída de bloques de roca y suelo)	Lavas andesíticas-basálticas fracturadas sobre escorias	s2	4	100%	20		?
125	No coherente (caída de bloques de roca y suelo)	Intercalación de coladas lávicas con tobas y escorias	s2	200	100%		315	?
126	No coherente (bloques de roca y suelo)	Intercalación de coladas lávicas con tobas	s2	250			360	Sí
127	Coherente (suelo)	Suelo arenoso a arcilloso	s2	10				No
128	No coherente (caída de bloques de suelo)	Piroclastitas	s5'b	350			315	No
129	Coherente (suelo)	Suelo arenoso a arcilloso	b3	150				No
131	No coherente (bloques de roca y suelo)	Toba cinerítica	c1	150	1		315	No
131	Coherente (suelo)	Tobas y suelo arcilloso	s1	150				Sí
132	Coherente (suelo)	Suelo arenoso a arcilloso	s1					No
133	Coherente (bloques de suelo)	Tobas	s2			5000	180	?
134	No coherente (bloques de roca)	Escoria y cenizas	s2				45	?
135	No coherente (bloques de roca)	Lavas, escorias y ceniza	s2				30	No
136	?	Rocas y ceniza volcánica, toba consolidada	b3	100	vertical	44105	180	No
137	Flujo (expansión lateral en suelo)	Pómece sobre cenizas poco cohesivas	b3	20	55%		360	No

Nº	Tipología inestabilidad [Keefe, 1984]	Descripción materiales afectados	Unidades geológicas	Dimensión (m)	Pendiente (%)	Volumen (m³)	Orientación caída (°)	Reactivado
138	Coherente (suelo)	Suelo arenosos y escoria	s3	200	80%	5000-6000		No
139	Coherente (roca y suelo)	Suelo arenosos y conglomerados	s4	1200	80-90%	8000		Sí

*Tabla 4.1b: Inventario de inestabilidades de taludes y laderas inducidas durante el terremoto de 13 de Febrero de 2001 ( $M_w$  6,6).*

N°	Tipología inestabilidad [Keefer, 1984]	Descripción materiales afectados	Unidades geológicas	Dimensión (m)	Pendiente (%)	Volumen (m³)	Orientación caída (°)	Reactivado
1	Coherente (suelo)	Ceniza	b1	100	60-70%	1600		No
2	Coherente (suelo)	Ceniza	s4	300	60-80			?
3	Coherente (suelo)	Ceniza	c1	200	80	3500		No
4	?	?		60	60	3000		Sí
5	Coherente (suelo)	Ceniza	c1	20	80			Sí
6	No coherente (bloques de roca)	Lavas andesíticas	b1	30	90	150		Sí
7	Coherente (suelo)	Ceniza	b1	20	70-80	400		No
8	Coherente (suelo)	Ceniza	b3	20	80	160		No
9	Coherente (suelo)	Ceniza	b3	300	40-80	8000		No
10	No coherente (caída de bloques de suelo)	Piroclastos	s3'b	60	85°		225	No
11	No coherente (caída de bloques de suelo)	Ceniza	s4	15	80°	200-300	180	Sí
12	Coherente (suelo)	Suelo arcilloso	b1	20	80	2000-2500		No
13	No coherente (caída de bloques de roca y suelo)	Cenizas sobre lavas	s3'b	75	vertical	4000	225	No
14	No coherente (caída de bloques de roca)	Cenizas sobre lavas	s3'b	30-40	80 °	> 3000	240	No
15	Coherente (suelo)	Ceniza	s4	40	80 °		360	No
16	No coherente (caída de bloques de suelo)	Ceniza (TB)	s4	50	85°		225	No
17	Grietas	Ceniza	s4					No
18	No coherente (caída de bloques de suelo)	Cenizas (TB) sobre lavas	s4				180	?
19	Grietas	Relleno sobre cenizas y tobas	c1	75			270	No
20	No coherente (bloques de suelo)	Ceniza	s4	200	>100%	600	315	No
21	Grietas	ceniza	s4	50				No
22	Coherente (suelo)	Ceniza	s4	600	>100%	1.200.000	80	Sí
23	Coherente (suelo)	Cuaternario (aluvión)	c1	15-20	casi vertical	5	180	No
24	Coherente (roca y suelo)	cenizas, tefra, lavas	s2					No
25	No coherente (bloques de suelo)	Ceniza	s4	30			45	?
26	Grietas	Tierra blanca	s4	100-600				?
27	Coherente (suelo)	Ceniza	b3	40	60-70%	560		No
28	Coherente (suelo)	Ceniza	b1	8	90%	1500		No
29	No coherente (bloques de suelo)	Tobas de color café sobre lavas	b3	800	>100%	64000	90	?
30	No coherente (bloques de suelo)	?	s4	2000	40%		135	No
31	Coherente (suelo)	Ceniza	s4					No
32	No coherente (bloques de suelo)	Piroclastos	Qf	> 200	80 grados		90	No
33	No coherente (bloques de suelo)	Cuaternario (aluvión)	s4	500	>70%			Sí
34	Coherente (suelo)	Ceniza	c1					No
35	Coherente (bloques de suelo)	Cenizas (TB)	s4				180	Sí
36	No coherente (bloques de suelo)	Tobas y cenizas	c2	50	60-80%		270	?
37	No coherente (caída de bloques de suelo)	Piroclastos (TB)	s4					No
38	Flujo (expansión lateral en suelo)	Epicastitas	c1				270	Sí
39	No coherente (bloques de roca y suelo)	Lahar	b3	1500	80%		225	?
40	Coherente (suelo)	Piroclastos (TB)	s4		70-80°		180	No
41	Coherente (bloques de suelo)	Cenizas (TB)	s4	50	>100%	25	180	?

Nº	Tipología inestabilidad [Keefer, 1984]	Descripción materiales afectados	Unidades geológicas	Dimensión (m)	Pendiente (%)	Volumen (m³)	Orientación caída (°)	Reactivado
42	No coherente (bloques de suelo)	Cenizas (TB)	s4	100	>100%	2250		Sí
43	Flujo (expansión lateral suelo)	Ceniza	b3					No
44	?	?						Sí
45	No coherente (caída de bloques de roca y suelo)	Cenizas sobre lavas andesíticas	s4	150	>100	112500	315	No
46	Flujo (expansión lateral en suelo)	Piroclastos	c1					No
47	No coherente (bloques de roca)	Cono de escoria	b3	50	100	1200		Sí
48	Coherente (suelo)	Suelo	s2	400	90		360	No
49	Coherente (suelo)	Suelo	s2	400	90		315	Sí
50	No coherente (bloques de suelo)	Piroclastos	c1	50	75		360	No
51	?	?						No
52	Flujo (expansión lateral en suelo)	Cuaternario (aluvión)	c1				135	No
53	No coherente (bloques de suelo)	Tobas de color café	c1	50	>100	400	180	No
54	Grietas	Relleno sobre cenizas (TB)	c1					Sí
55	Coherente (suelo)	Suelo	s3'a	50	90		315	Sí
56	No coherente (caída de bloques de roca y suelo)	Lapilli	s5'a	150	80-90	180000	135	Sí
57	No coherente (bloques de roca y suelo)	Cenizas y lavas andesíticas	b1	50	>100	6000	180	?
58	No coherente (bloques de roca y suelo)	Ceniza	b3	400		6000000	40	?
59	Coherente (suelo)	Ceniza	b3	50	> 100	2000	60	No
60	Coherente (suelo)	Ceniza	b3	20	> 100	7000	20	No
61	Flujo (expansión lateral en suelo)	Cuelo arenoso	s4					No
	No coherente (bloques de roca)	Tobas	s2	100	> 100%	500000	180	No

Tabla 4.2: Características de los terremotos ocurridos en El Salvador y de los deslizamientos inducidos por ellos.

No	Fecha	Epicentro		Profundidad <sup>a</sup> (km)	Origen <sup>b</sup>	Magnitud <sup>c</sup>	Área afectada por deslizamientos (km <sup>2</sup> ) <sup>d</sup>	Máxima distancia epicentral (km) <sup>e</sup>			Mecanismo de rotura <sup>f</sup>	Referencias <sup>g</sup>
		Nº	Wº					Coherentes	No coherentes	Flujos		
1	23-V-1576										Gr, Il	B&R
2	6-III-1719	13.40	89.00	59	sub	M <sub>w</sub> 7,6					Gr	BSS, MA, W, B&T
3	IV-1765	13.72	89.07		cv	M <sub>w</sub> 6,3					Il	B&R, MA, B&T
4	30-V-1776	13.50	89.50	50	sub	M <sub>w</sub> 7,5					Il, Gr, Flr, Li	BSS, W, B&T, B&A
5	22-III-1839	13.76	89.23		cv	M <sub>w</sub> 6,3					Gr, Il	B&R, MA, B&T
6	16-IV-1854	13.68	89.14		cv	M <sub>w</sub> 6,6					Slu	BSS, MA, B&T
7	18-VI-1854										SluR	B&R
8	6-XI-1857	13.70	89.01		cv	M <sub>w</sub> 6,5	150		20		Il	B&R, R&W, LA, B&T, B&A
9	8-XII-1859	13.50	89.00	59	sub	M <sub>w</sub> 7,3		95			Gr	BSS, MA, W, B&T, B&A
10	3-XII-1860	13.35	89.45	49	sub	M <sub>w</sub> 7,1		25			Il	MA, LA, W, B&T, B&A
11	19-III-1873	13.30	89.30	50	sub	M <sub>w</sub> 7,1					Il	B&R, MA, W, B&T
12	2-X-1878	13.50	88.40		cv	M <sub>L</sub> 6,5	190				Il	B&R, USGS, R&W, B&A
13	20-XII-1879	13.40	89.10								Flr, Il, Li	B&R, USGS
14	7-IX-1915	13.90	89.60	60	sub	M <sub>w</sub> 7,7	4,400		85		CR, D, Dbs, Gr, Il, Slu	A&A, B&R, W, B&T
15	28-IV-1919	13.69	89.19	s	cv	M <sub>w</sub> 6,1	860		20		D	B&R
16	20-XII-1936	13.72	88.93	s	cv	M <sub>w</sub> 6,3	400		25		DS, Gr	B&R, B&T
17	6-V-1951	13.52	88.40	s	cv	M <sub>w</sub> 6,1*	190	20			CR, DbS, D, DR, DS, Gr	B&R, M-A, W&H
18	6-V-1951	13.52	88.40	s	cv	M <sub>w</sub> 6,2*					D	B&R, W&H
19	3-V-1965	13.70	89.17	18	cv	M <sub>w</sub> 5,4	250		20		D, ExL, Li	B&R, B&T
20	19-VI-1982	13.25	89.40	83	sub	M <sub>w</sub> 7,3	6,500		100		D	B&R, CMT, W, B&T
21	10-X-1986	13.67	89.18	5	cv	M <sub>w</sub> 5,7	300	10.5	15.5	10	CR, CS, D, DR, Flr, Gr, Slu	B&R, CMT, B&T
22	13-I-2001	13.05	88.66	40	sub	M <sub>w</sub> 7,7	6,600	157	144	58	CR, CS, DbR, DbS, DR, DS, ExL, Flr, Li, SluR, SluS	B&R, SNET, CMT, GF, B&T
23	13-II-2001	13.67	88.94	10	cv	M <sub>w</sub> 6,5	1,400	20	84	12	CR, CS, DbR, DbS, DR, DS, ExL, Flr, Li, SluR, SluS	B&R, SNET, CMT, GF, B&T

<sup>a</sup> Profundidad del foco del terremoto: s- eventos poco profundos dentro de la corteza superior.

<sup>b</sup> cv- cadena volcánica; sub- subducción.

<sup>c</sup>  $M_w$ - magnitud momento. Valores con \* son  $M_s$  convertidos a  $M_w$  mediante la relación empírica de *Ambraseys y Adams* [1996].

<sup>d</sup> El área afectada por deslizamientos se calcula dibujando una envolvente que rodea todos los deslizamientos observados. Depende de la completitud y fiabilidad del inventario de deslizamientos.

<sup>e</sup> Distancia máxima, medida desde el epicentro, a la que se han inducido deslizamientos de las tres categorías, según la clasificación de *Keefer* [1984].

<sup>f</sup> Mecanismo de rotura: CR- caídas de rocas; CS- caídas de suelos; D- deslizamiento no coherente sin precisar; DbS- deslizamiento en bloque de suelos; DR- deslizamiento de rocas; DS- deslizamiento de suelos; Dsb- deslizamientos subacuáticos; ExL- expansiones laterales en suelos; Flr- flujos rápidos de suelo; Gr- grietas en suelos; IL- inestabilidades de ladera sin precisar; Li- licuefacción; SluR- deslizamiento rotacional de rocas; SluS- deslizamiento rotacional de suelos.

<sup>g</sup> A&A- *Ambraseys y Adams* [1996]; B&A- *Bundschuh y Alvarado* [2007]; B&R- *Bommer y Rodríguez* [2002]; BSS- *Bommer et al.* [1998]; B&T- *Benito y Torres* [2010]; CMT- Centroid Moment Tensor database; GF- datos propios; LA- *Lardé* [1960]; M-A- *Meyer-Abich* [1952]; MA- *Martínez* [1978]; R&W- *Rymer y White* [1989]; SNET- Servicio Nacional de Estudios Territoriales, El Salvador; USGS - NEIC; W&H - *White y Harlow* [1993]; W- *White et al.* [2004].



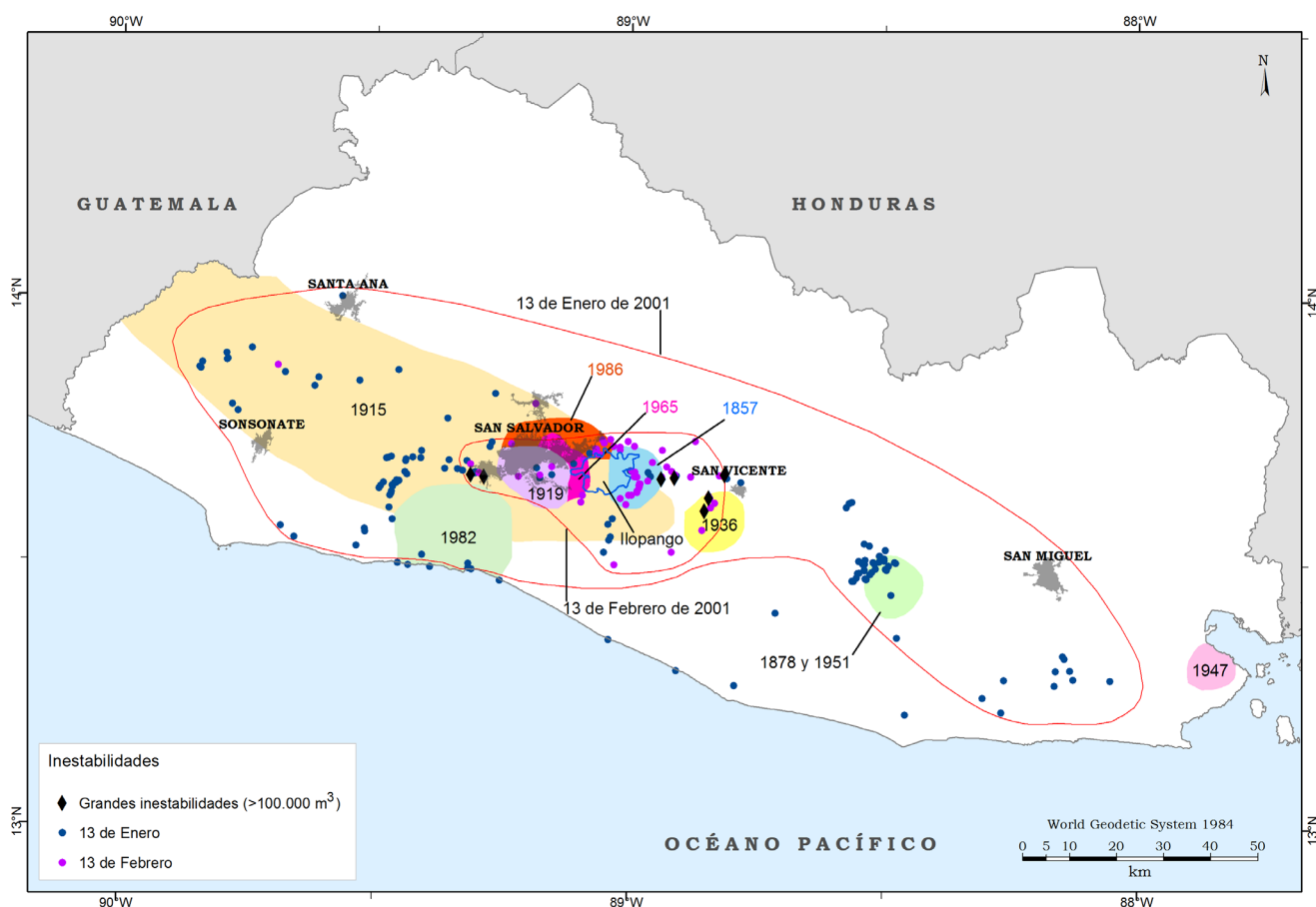


Figura 4.2: Áreas de concentración de inestabilidades inducidas por terremotos en El Salvador. Los puntos representan las inestabilidades del inventario del año 2001 (tablas 4.1a y b) y las áreas de colores, las zonas de concentración de inestabilidades producidas durante terremotos históricos.

## 4.2. Distribución espacial de las inestabilidades

Tras la corrección de algunos errores detectados en el inventario y la relocalización de algunas inestabilidades, éstas se proyectaron en un SIG (ArcGis 10.2) para poder estudiarlas en relación a la geología superficial (litología), a las estructuras tectónicas, y a la topografía (pendiente).

Las zonas afectadas por los cientos de inestabilidades inducidas por el terremoto del 13 de Enero ( $M_w$  7,7) se distribuyen en un área con una dirección preferente E-O (Figura 4.1, envoltente roja de mayor tamaño), observándose una mayor concentración en la zona del lago Ilopango, el volcán San Vicente y en el área metropolitana de San Salvador (Figura 4.1 rombos negros). Dentro de estas zonas se dieron con mayor frecuencia en las áreas montañosas, en laderas naturales y en taludes artificiales de carreteras y áreas urbanas. La inmensa mayoría de ellas fueron superficiales ( $< 10\text{m}$ ), siendo las tipologías de rotura más frecuentes las caídas de rocas y suelos, y los deslizamientos coherentes tanto en suelos como en rocas (deslizamientos rotacionales y deslizamientos de bloques). Sin embargo, en una zona localizada a mayor distancia del epicentro ( $> 50\text{ km}$ ) se produjeron grandes deslizamientos mixtos o complejos de tipo circulares-flujo y traslacionales (Las Colinas, Comasagua y La Leona) (Figura 4.3) siendo estos los que causaron los daños económicos y humanos más importantes. La mayoría de las inestabilidades de Enero se produjeron en los materiales de la formación más joven denominada San Salvador (Pleistoceno-Holoceno), concretamente en la unidad Tierra Blanca (Figura 4.4). Esta unidad a pesar de tapizar casi todo el país, tiene un espesor muy reducido en cuanto nos alejamos del centro emisor (caldera de Ilopango). Se

depositó sobre rocas más competentes de la formación Cuscatlán y Bálsamo, razón por la que el volumen de material movilizado por las inestabilidades está limitado.



*Figura 4.3: Ejemplos de deslizamientos con mecanismos de rotura complejos: (a) Deslizamiento de Las Colinas. (b) Deslizamiento de La Leona.*

Las inestabilidades inducidas por el terremoto de Febrero ( $M_w$  6,6) originado por el movimiento de la falla E-O de la Cadena Volcánica (ZFES) (Figura 2.17 del Capítulo 2), se concentran en una franja estrecha situada en la parte central del país, en torno al lago Ilopango (Figura 4.2), cerca de la zona del epicentro. La mayor parte de ellos afectaron a materiales geológicos de la Formación Cuscatlán (Plioceno Superior-Pleistoceno Inferior), compuestos por tobas, brechas, escorias, y cenizas volcánicas endurecidas (Figura 4.5). Al igual que con el evento de Enero también se produjeron grandes inestabilidades que fueron de mayor tamaño y movilizaron mayores volúmenes de materiales. Es el caso de los deslizamientos de Jiboa, El Desagüe, Quebrada El Muerto y Quebrada El Blanco (Figura 4.6).

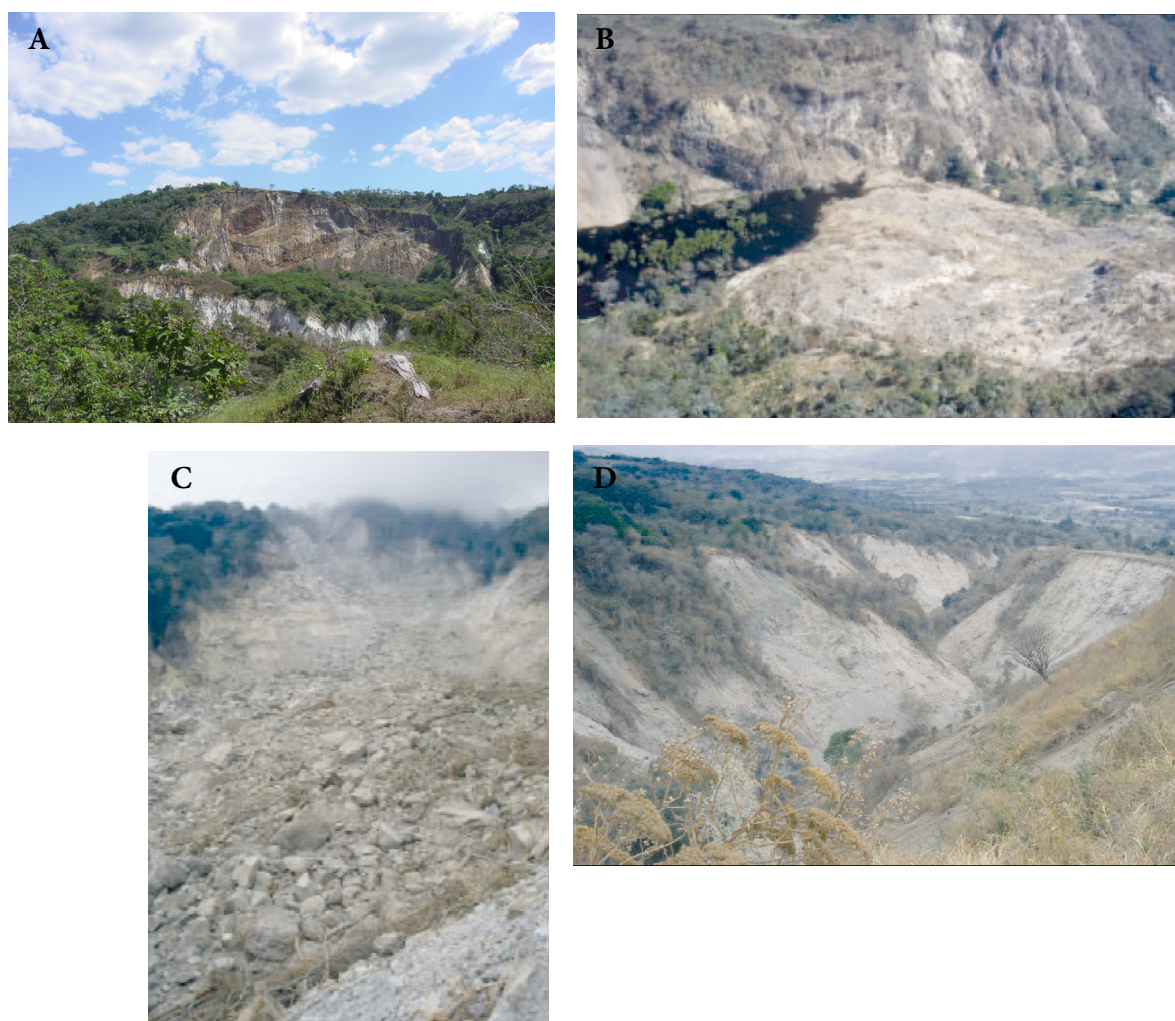


*Figura 4.4: Unidad Tierra Blanca de la Formación San Salvador.*





*Figura 4.5: Materiales de la Formación Cuscatlán.*



*Figura 4.6: Grandes inestabilidades producidas por el terremoto de Enero: (a) Deslizamiento de Jiboa. (b) Deslizamiento de El Desagüe. (c) Deslizamiento de la Quebrada El Muerto. (d) Deslizamiento de la Quebrada El Blanco.*

Con este último terremoto también se reactivaron algunas de las inestabilidades producidas con el terremoto anterior (como fue el caso del deslizamiento de la curva de La Leona). A pesar de que el número de inestabilidades producidas en Febrero es muy inferior en comparación con las de Enero, y que el área afectada también es mucho menor, movilizaron, sin embargo, mayor cantidad de materiales (varios millones de metros cúbicos). Este hecho se debe en parte a que la mayoría de las inestabilidades afectaron no sólo a la unidad Tierra Blanca, sino que también se vieron involucradas de forma predominante las litologías de la Formación Cuscatlán, cuyos afloramientos alcanza grandes espesores, por lo que el volumen de material movilizado fue mucho mayor.

En relación a las estructuras tectónicas, especialmente la ZFES, se deduce que no existe una mayor concentración de inestabilidades a uno u otro lado de la misma (Figura 4.7).

No obstante, la mayor parte de las grandes inestabilidades (deslizamientos de Jiboa, El Desagüe, y La Leona) se concentraron preferentemente a lo largo de elementos estructurales lineales, fundamentalmente las fallas de orientación E-O y fracturas preexistentes de dirección NE-SO, lo que indica un fuerte control estructural no sólo en la concentración sino en el tamaño de estas grandes inestabilidades (como sucedió en el deslizamiento de La Leona). La concentración de las inestabilidades aumenta en las zonas donde se cruzan varias generaciones de fallas (NE-SO y E-O). La mayor parte de estos deslizamientos se han producido por un mecanismo de rotura complejo o mixto, por el que inicialmente deslizaron como bloques limitados por fracturas, y una vez movilizados se desplazaron como avalanchas de roca y/o flujo de suelo [Tsige *et al.*, 2008; García-Flórez y Tsige, 2011].

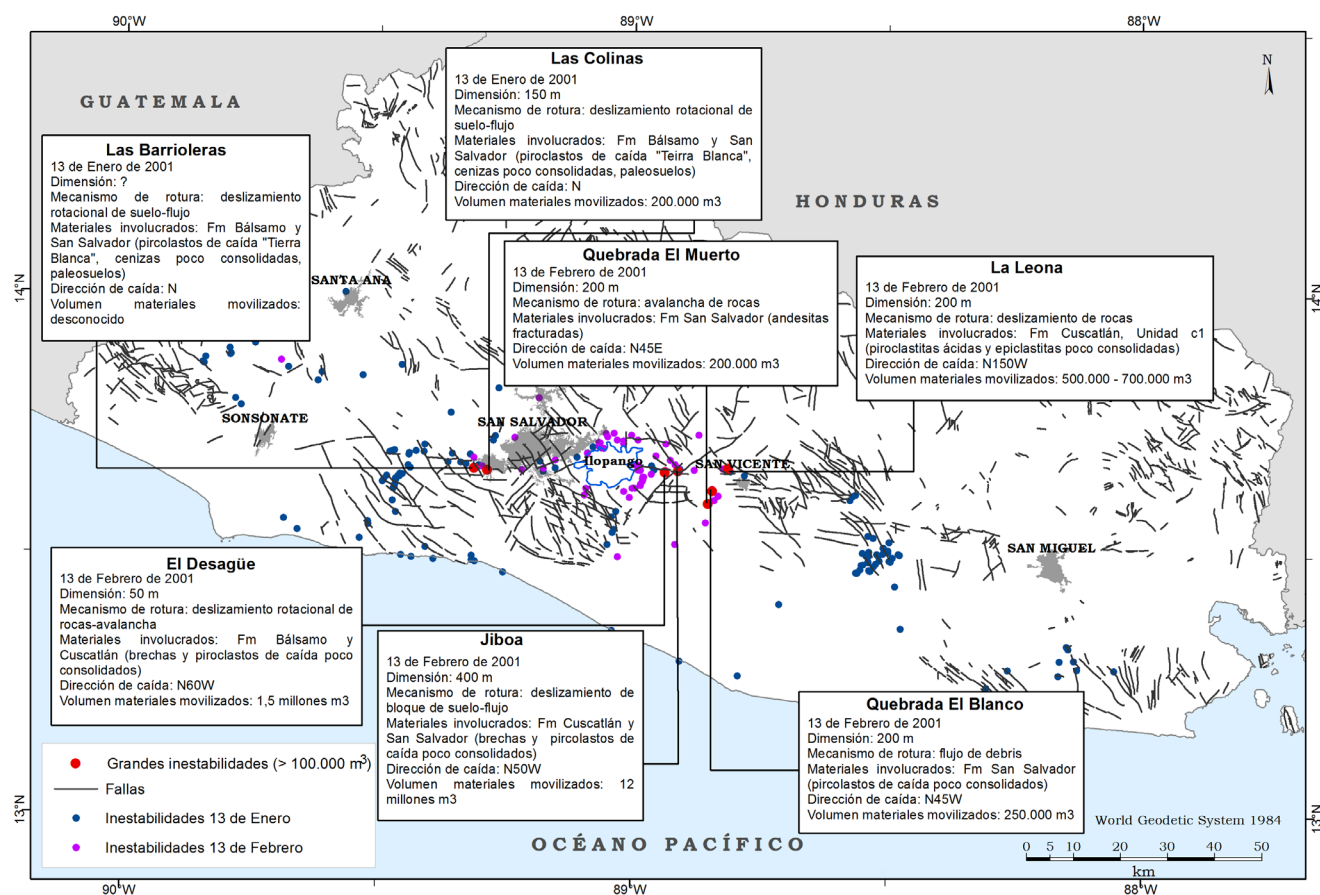


Figura 4.7: Mapa de las principales estructuras tectónicas en relación a las inestabilidades inducidas por los sismos de Enero y Febrero de 2011 y características de las más grandes.



El control de las discontinuidades puede haber sido ejercido de dos maneras diferentes:

- Constituyendo el propio plano de deslizamiento de la inestabilidad, al tratarse de franjas de terreno donde los materiales tienen menor resistencia al corte. Por tanto estarían controlando también la dirección de caída de los materiales (como en el caso del deslizamiento de La Leona).
- Los planos de discontinuidad pueden constituir canales de propagación de las ondas sísmicas, produciéndose fenómenos de amplificación a lo largo de su traza al quedar atrapadas las ondas en su interior por fenómenos de reflexión y refracción [p.e. *Imposa et al.*, 2004].

De forma indirecta, en las prospecciones geofísicas de tomografía sísmica realizadas para la presente Tesis se puede intuir que en las discontinuidades detectadas en los gráficos de cobertura de ondas P (concretamente en los perfiles TMS-3, 4, 5, 7, 8; Anexo II), y que están caracterizadas por una disminución lateral de la densidad de frentes de onda, se pueden haber producido estos fenómenos de amplificación espectral, contribuyendo a la ocurrencia de las inestabilidades más cercanas.

### 4.3. Litologías involucradas en las inestabilidades

Las inestabilidades producidas con los terremotos de Enero y Febrero de 2001 afectaron a una gran variedad de litologías (Figura 4.8) que van desde rocas duras a suelos no consolidados y que afloran tanto en pendientes altas como en zonas llanas.

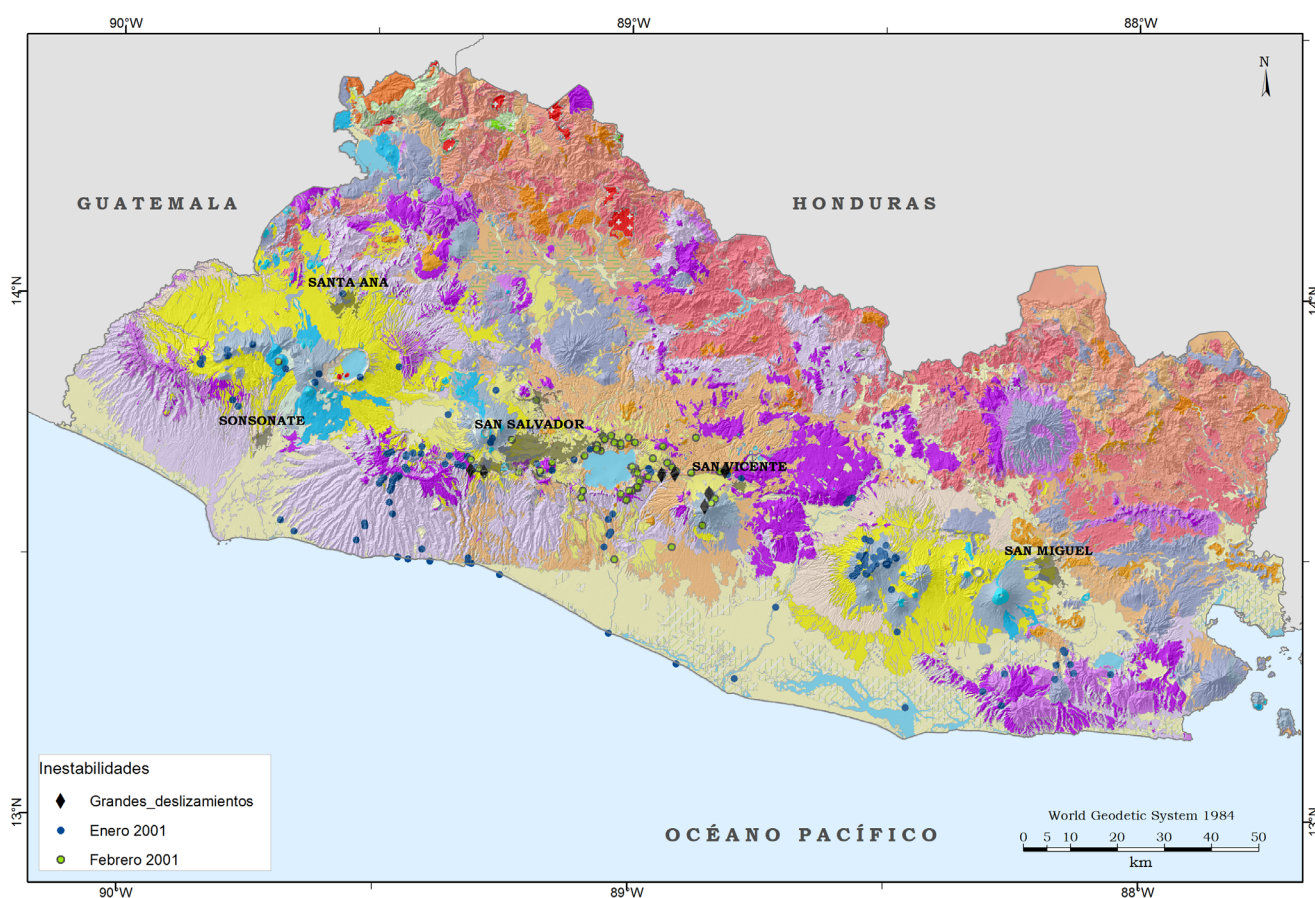


Figura 4.8: Mapa geológico de El Salvador [Bosse et al., 1978] con la proyección de las inestabilidades inducidas por los dos terremotos del año 2001 contenidas en el inventario.

Si se estudian las tipologías producidas en los dos eventos en relación a los dos comportamientos mecánicos extremos de las litologías, es decir, materiales con comportamiento tipo suelo y materiales con comportamiento tipo roca (Figura 4.9), se observa que la mayor parte de las inestabilidades se dieron en materiales con comportamiento fundamentalmente de tipo suelo.

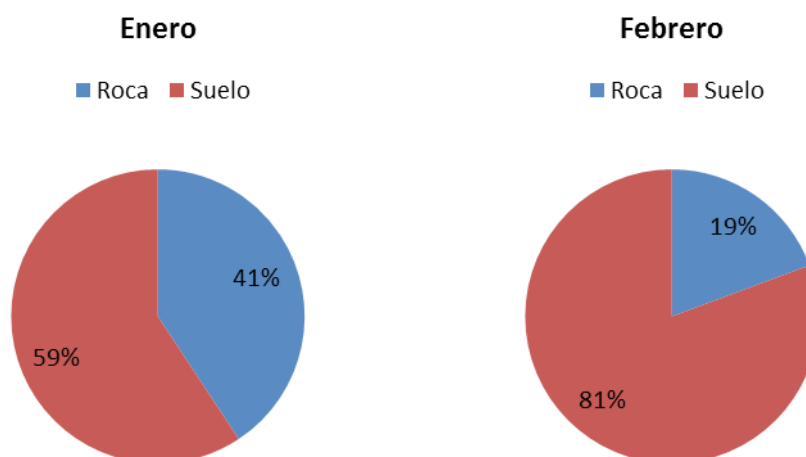


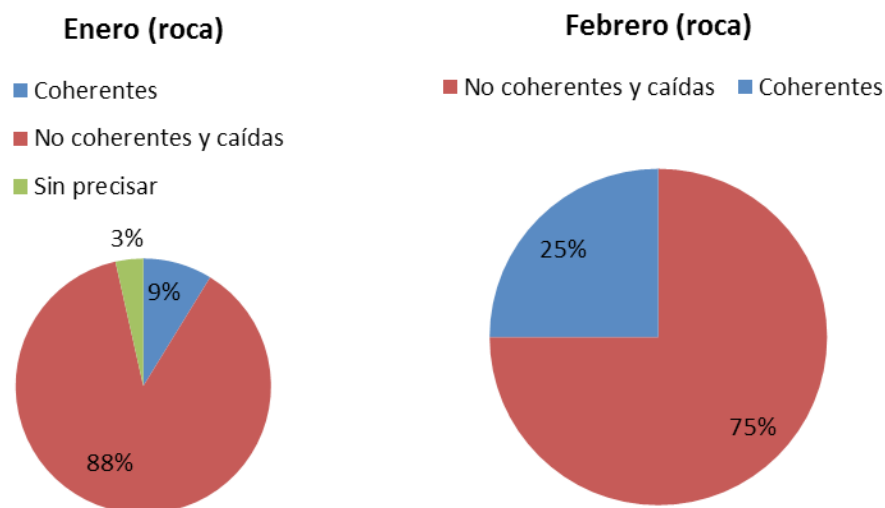
Figura 4.9: Porcentaje de inestabilidades producidas en materiales con comportamientos extremos de roca/suelo durante los terremotos de 2001 en El Salvador.

En el caso del sismo de Enero las inestabilidades están casi igualmente distribuidas entre materiales tipo roca y tipo suelo, aunque son ligeramente más frecuentes en los suelos (59% frente a 41%). En el sismo de Febrero la mayor parte de las inestabilidades se produjeron en materiales clasificados como tipo suelo (81% frente al 19% en roca).

Esta distribución de las inestabilidades del 2001 producidas en roca/suelo contradice en gran medida los comportamientos teóricos esperados para cada tipo de terreno. El epicentro del terremoto de Enero se localizó a gran distancia de la zona de concentración de inestabilidades (zona de subducción) y por lo tanto se considera que la frecuencia de las ondas sísmicas generadas fue baja, y este tipo de frecuencias afecta mayormente a materiales tipo suelo. Por el contrario, en el evento de Febrero el epicentro se localizó en la ZFES, muy próximo a la zona de concentración de inestabilidades, siendo característico de este tipo de sismos la producción de ondas sísmicas de alta frecuencia que afectan en mayor medida a los materiales tipo roca.

Este comportamiento anómalo observado en la distribución de las inestabilidades producidas durante los terremotos de El Salvador en el año 2001, según el comportamiento mecánico del material afectado (suelo/roca), nos sugiere que existen varios factores, tanto a nivel de las ondas generadas en los dos terremotos como en cuanto a las condiciones de efecto sitio, que condicionan en gran parte el comportamiento de las inestabilidades. Dentro de estos factores se pueden citar la duración del temblor, la interacción estructura y ondas sísmicas, y el comportamiento roca-suelo de los materiales geológicos, entre otros.

Haciendo un desglose de los tipos de rotura (según la clasificación de *Keefner* [1984] (Tabla 4.3)) en función del comportamiento mecánico del material afectado (Figura 4.10), podemos resaltar que en los dos eventos sísmicos, dentro de las inestabilidades en roca predominan los deslizamientos no coherentes y caídas frente a los coherentes (88 % y 75% respectivamente).



*Figura 4.10: Tipos y porcentajes de inestabilidades producidas en roca durante los sismos del año 2001 en El Salvador.*

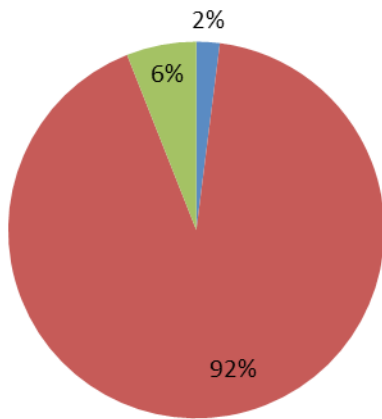
Tanto en Enero como en Febrero, dentro de los deslizamientos no coherentes y caídas en roca predominan las caídas (siendo más abundantes en Enero), seguidas de los deslizamientos (más abundantes en Febrero), y de las avalanchas (exclusivamente en Enero) (Figura 4.11).

En el caso de las inestabilidades producidas en materiales con comportamiento tipo suelo se da una variación de tipologías de rotura (Figura 4.12), y predominan los deslizamientos de tipo no coherentes y caídas, seguidos de expansiones laterales y flujos (muy característicos de los materiales con baja resistencia mecánica) y de los coherentes en último lugar. Los deslizamientos no coherentes en ambos eventos son fundamentalmente de tipo caída de suelos (Soil fall) (Figura 4.13).



### Deslizamientos no coherentes y caídas en roca (Enero)

- Avalancha de rocas (Rock avalanches)
- Caída de rocas (Rock falls)
- Deslizamiento de rocas (Rock slides)



### Deslizamientos no coherentes y caídas en roca (Febrero)

- Caída de rocas (Rock falls)
- Deslizamiento de rocas (Rock slides)

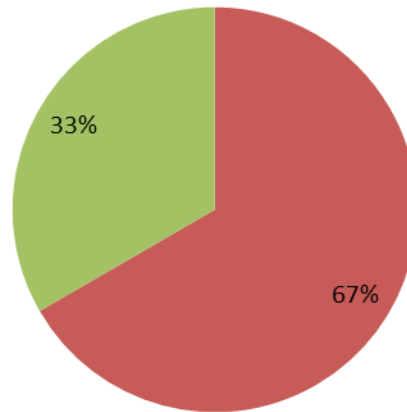
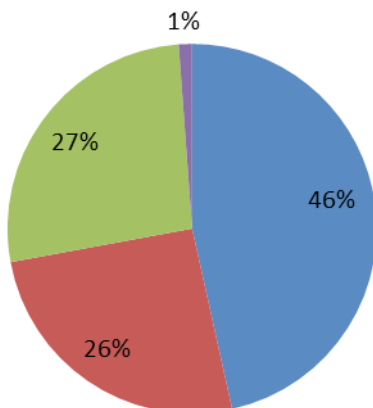


Figura 4.11: Tipos y porcentajes de deslizamientos no coherentes y caídas en roca inducidos durante los terremotos de 2001 en El Salvador.

### Enero (suelo)

- No coherentes y caídas
- Coherentes
- Expansiones laterales y flujos
- Sin precisar



### Febrero (suelo)

- No coherentes y caídas
- Coherentes
- Expansiones laterales y flujos

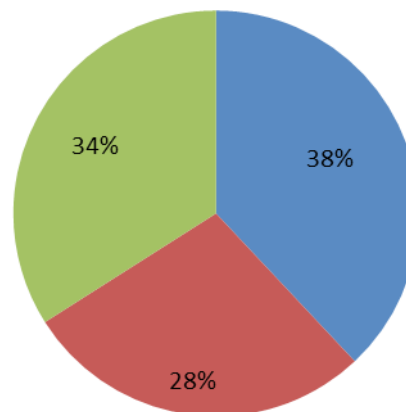


Figura 4.12: Tipos y porcentajes de inestabilidades producidas en suelo durante los sismos del año 2001 en El Salvador.

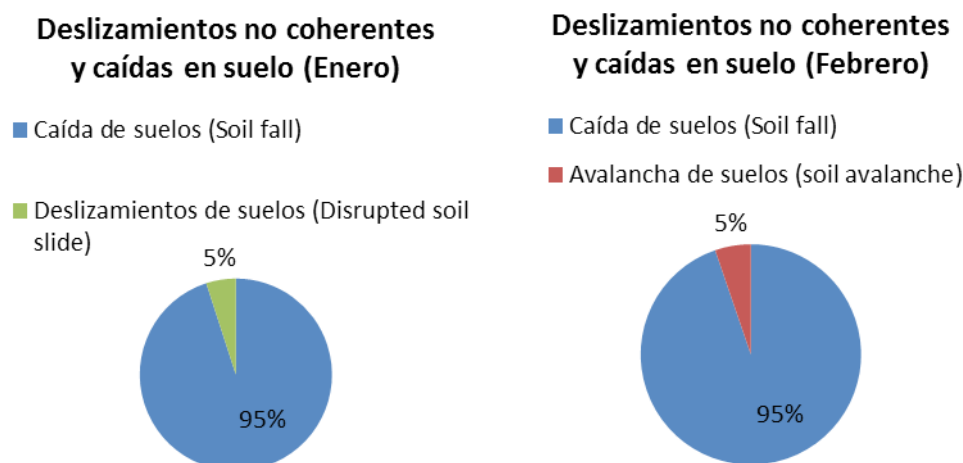


Figura 4.13: Tipos y porcentajes de deslizamientos no coherentes y caídas en suelo inducidos durante los terremotos de 2001 en El Salvador.

Dentro de las expansiones laterales y flujos producidas en los materiales tipo suelo, las primeras son con diferencia el tipo más abundante en ambos eventos (95% y 88% respectivamente) (Figura 4.14).

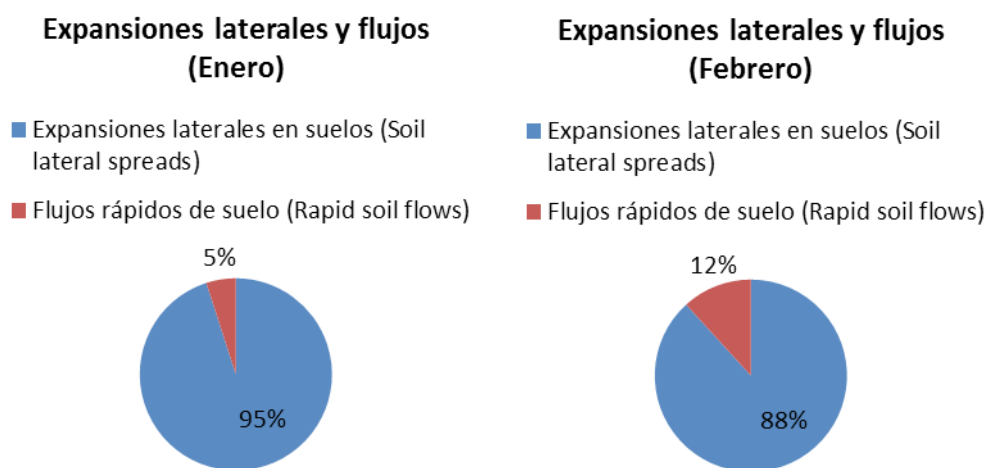


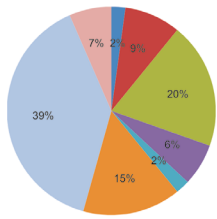
Figura 4.14: Tipos y porcentajes de expansiones laterales y flujos inducidos durante los terremotos de 2001 en El Salvador.

Dejando a un lado el estudio de las inestabilidades según el comportamiento mecánico de los materiales en los que se produjeron, en la Figura 4.15 se resume de forma gráfica el estudio estadístico realizado en las litologías que se vieron involucradas en los deslizamientos cosísmicos de 2001.

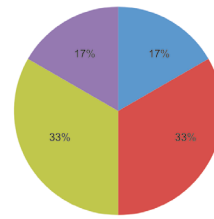
## ENERO

## FEBRERO

### a) Caídas de roca

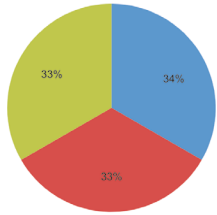


- Rocas efusivas básicas-intermedias, piroclastitas subordinadas
- Epiclastitas volcánicas y piroclastitas; localmente rocas efusivas básicas-intermedias intercaladas
- Rocas efusivas básicas-intermedias
- "Tobas de Color Café": piroclastitas ácidas, epiclastitas volcánicas
- Rocas efusivas básicas-intermedias, piroclastitas, epiclastitas volcánicas subordinadas (estratos no diferenciados y edificios volcánicos)
- Piroclastitas ácidas, epiclastitas volcánicas
- Rocas efusivas ácidas
- "Tierra Blanca": piroclastitas ácidas y epiclastitas volcánicas subordinadas; localmente rocas efusivas ácidas s3'b

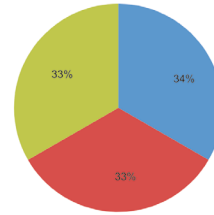


- Rocas efusivas ácidas
- Piroclastitas ácidas, epiclastitas volcánicas
- Rocas efusivas básicas-intermedias
- Epiclastitas volcánicas y piroclastitas; localmente rocas efusivas básicas-intermedias intercaladas

### b) Deslizamientos de roca

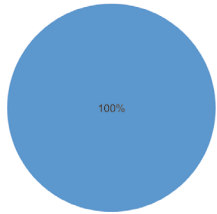


- Cenizas volcánicas y tobas de lapilli
- Rocas efusivas básicas-intermedias, piroclastitas subordinadas
- Piroclastitas ácidas, epiclastitas volcánicas



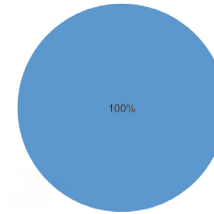
- Rocas efusivas básicas-intermedias
- Efusivas básicas-intermedias
- Rocas efusivas básicas-intermedias; piroclastitas subordinadas

### c) Avalanchas de roca



- Rocas efusivas básicas-intermedias

### d) Deslizamiento rotacional de roca

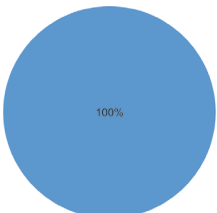


- Epiclastitas volcánicas y piroclastitas; localmente rocas efusivas básicas-intermedias intercaladas

## ENERO

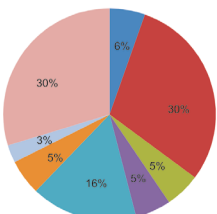
## FEBRERO

### e) Deslizamiento de bloques de roca

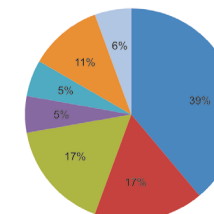


- Rocas efusivas básicas-intermedias

### f) Caídas de suelo

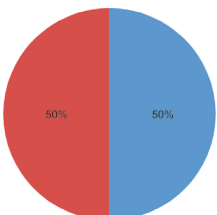


- Rocas efusivas básicas-intermedias, piroclastitas, epiclastitas volcánicas subordinadas (estratos no diferenciados y edificios volcánicos)
- "Tobas de Color Café": piroclastitas ácidas, epiclastitas volcánicas
- Rocas efusivas básicas-intermedias
- Conos de acumulación (escorias, tobas de lapilli, cinder)
- Piroclastitas ácidas, epiclastitas volcánicas; localmente efusivas básicas-intermedias
- Epiclastitas volcánicas y piroclastitas; localmente rocas efusivas básicas-intermedias intercaladas
- "Tierra Blanca": piroclastitas ácidas y epiclastitas volcánicas subordinadas; localmente rocas efusivas ácidas s3'b
- Rocas efusivas básicas-intermedias, piroclastitas subordinadas



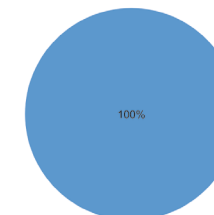
- "Tierra Blanca": piroclastitas ácidas y epiclastitas volcánicas subordinadas; localmente rocas efusivas ácidas s3'b
- Epiclastitas volcánicas y piroclastitas; localmente rocas efusivas básicas-intermedias intercaladas
- Piroclastitas ácidas, epiclastitas volcánicas
- Rocas efusivas básicas-intermedias
- Rocas efusivas básicas e intermedias-ácidas (ocurrencias aisladas de ch2)
- Rocas efusivas ácidas
- Rocas efusivas básicas-intermedias, piroclastitas

### g) Deslizamientos de suelo



- "Tierra Blanca": piroclastitas ácidas y epiclastitas volcánicas subordinadas; localmente rocas efusivas ácidas s3'b
- Rocas efusivas básicas-intermedias, piroclastitas subordinadas

### h) Avalancha de suelo



- "Tierra Blanca": piroclastitas ácidas y epiclastitas volcánicas subordinadas; localmente rocas efusivas ácidas s3'b

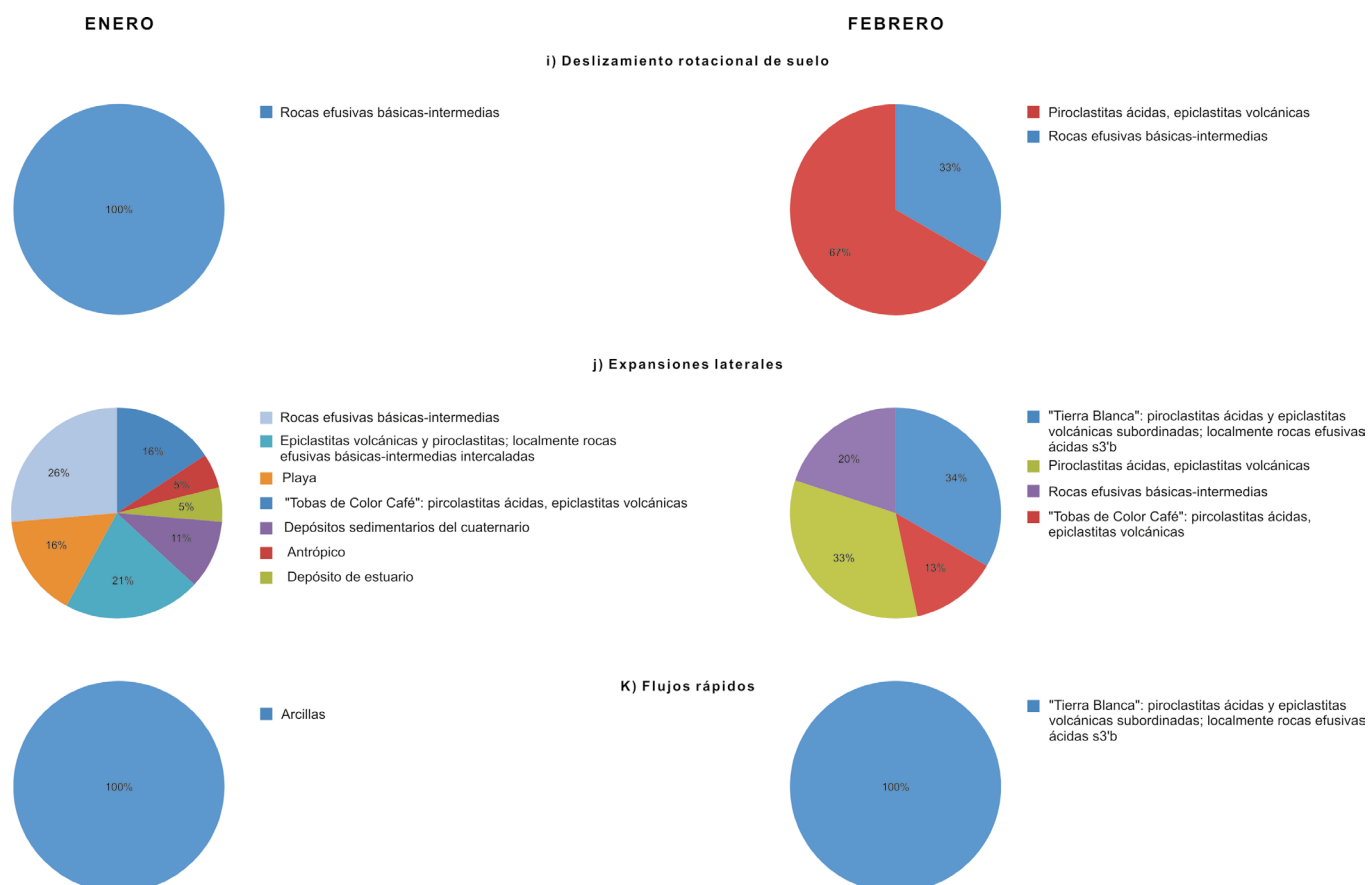


Figura 4.15: Litologías afectadas en cada mecanismo de inestabilidad inducida por los sismos del 13 de Enero y 13 de Febrero de 2001.

#### Inestabilidades en material tipo roca:

- *Caídas de roca (Rock falls)*: tanto en el evento de Enero como en el de Febrero, este mecanismo de inestabilidad se produjo principalmente en rocas volcánicas efusivas (lavas de composición básica a ácida), en piroclastitas (ignimbritas, pómece, escorias, cenizas), y en epiclastitas (aglomerados) (Figura 4.15a). De manera minoritaria, en Enero se produjeron caídas de rocas en las unidades Tierra Blanca y Tobas Color Café, que pese a tener unos parámetros resistentes propios de suelos, debido a su elevada cohesión aparente se consideran materiales rocosos.
- *Deslizamientos de roca (Rock slides)*: Las litologías comunes afectadas en Enero y en Febrero en los deslizamientos de roca son las volcánicas efusivas básicas a intermedias (lavas) con y sin piroclastitas subordinadas (lapilli, escorias) (Figura 4.15b). En Enero también se produjeron en tobas y epiclastitas.
- *Avalancha de roca (Rock avalanche)*: La única avalancha de roca, producida en Enero de 2001, ocurrió en rocas volcánicas efusivas básicas a intermedias (andesitas) (Figura 4.15c).
- *Deslizamientos rotacionales de roca (Rock slumps)*: Los deslizamientos rotacionales de Febrero ocurrieron mayoritariamente en epiclastitas y piroclastitas (cenizas volcánicas) (Figura 4.15d).
- *Deslizamientos de bloques de roca (Rock block slides)*: Este tipo de mecanismo de inestabilidad en Enero se produjo en rocas volcánicas efusivas básicas - intermedias (andesitas) (Figura 4.15e).

### Inestabilidades en material tipo suelo:

- *Caídas de suelo (Soil falls)*: Tanto en Enero como en Febrero, la mayoría ocurrieron en piroclastitas (ignimbritas, pómeceas, cenizas, flujos, escorias) y epiclastitas. El resto ocurrió en rocas efusivas básicas-intermedias meteorizadas (Figura 4.15f).
- *Deslizamiento de suelo (Disrupted soil slides)*: Los deslizamientos de suelo de Enero ocurrieron en las piroclastitas y epiclastitas de la unidad Tierra Blanca, y en las piroclastitas que se encuentran de forma subordinada en las rocas efusivas básicas-intermedias (Figura 4.15g).
- *Avalancha de suelo (Soil avalanche)*: La única avalancha ocurrió en Febrero y se produjo en las piroclastitas y epiclastitas de la unidad Tierra Blanca (Figura 4.15h).
- *Deslizamientos rotacionales de suelo (Soil slumps)*: Los deslizamientos rotacionales de Enero se produjeron exclusivamente en piroclastitas y epiclastitas, mientras que en Febrero, además de éstas, también ocurrieron en rocas efusivas básicas-intermedias meteorizadas (Figura 4.15i).
- *Expansiones laterales (Soil lateral spreads)*: Las piroclastitas y epiclastitas se vieron afectadas por expansiones laterales en ambos eventos (Figura 4.15j). En Enero, debido a la localización del epicentro, también se observaron en depósitos sedimentarios de estuario, playa, y río. (Figura 4.15j).
- *Flujos rápidos (Rapid soil flows)*: Los flujos rápidos ocurrieron en arcillas, en el caso de Enero, y en las piroclastitas y epiclastitas de Tierra Blanca en Febrero (Figura 4.15k).

A la vista de los resultados, se puede concluir que no se puede establecer una relación directa entre una tipología de movimiento y una litología concreta. La gran extensión de terreno afectada por las inestabilidades inducidas propicia que éstas hayan ocurrido en una gran variedad de litologías. No obstante, se comprueba que la mayoría de las inestabilidades se producen en materiales con comportamiento mecánico intermedio (roca-suelo) con una cohesión aparente muy elevada, donde a priori, antes de la sacudida, presentan un comportamiento tipo de roca, pero una vez movilizados adoptan propiedades tipo suelo. Estos materiales por lo general no consolidados son muy susceptibles a amplificar de manera importante los movimientos sísmicos [Rymer, 1987; Faccioli *et al.*, 1988; Harlow *et al.*, 1993; Atakan y Torres, 1994; Bommer *et al.*, 1997].

Tabla 4.3: Características de los deslizamientos inducidos por terremotos, Keefer [1984].

Nombre	Tipo de movimiento	Grado de rotura interna*	Contenido en agua†				Velocidad§	Profundidad**	
			D	U	PS	S			
DESIZAMIENTOS EN ROCA									
Deslizamientos no coherentes y caídas									
Caída de rocas (Rock falls)	Saltando, rodando, caída libre	Alto o muy alto	X	X	X	X	Extremadamente rápido	Superficial	
Deslizamiento de rocas (Rock slides)	Deslizamiento sobre una superficie de cizalla basal plana	Alto	X	X	X	X	Rápido a extremadamente rápido	Superficial	
Avalancha de rocas (Rock avalanches)	Complejo, implica deslizamiento y/o flujo,	Muy alto	X	X	X	X	Extremadamente rápido	Profundo	
Deslizamientos coherentes									
Desl. rotacional de rocas (Rock slumps)	Deslizamiento sobre superficie de cizalla basal curva con movimiento de rotación hacia la cabecera	Ligero o moderado	?	X	X	X	Lento a rápido	Profundo	
Desl. de bloques de rocas (Rock block slides)	Deslizamiento sobre una superficie de cizalla basal plana	Ligero o moderado	?	X	X	X	Lento a rápido	Profundo	
DESIZAMIENTOS EN SUELO									
Deslizamientos no coherentes y caídas									
Caída de suelos (Soil falls)	Saltando, rodando, caída libre	Alto o muy alto		X	X	X	X	Extremadamente rápido	Superficial
Deslizamiento de suelos (Disrupted soil slides)	Deslizamiento sobre una superficie de cizalla basal plana o zona de debilidad en arcillas sensibles	Alto		X	X	X	X	Moderado a rápido	Superficial
Avalancha de suelos (Soil avalanches)	Deslizamiento traslacional con flujo asociado	Muy alto		X	X	X	X	Muy rápido a extremadamente rápido	Superficial
Deslizamientos coherentes									
Desl. rotacional de suelos (Soil slumps)	Deslizamiento sobre superficie de cizalla basal curva con movimiento de rotación hacia la cabecera	Ligero o moderado		?	X	X	X	Lento a rápido	Profundo
Desl. de bloque de suelos (Soil block slides)	Deslizamiento sobre una superficie de cizalla basal plana	Ligero o moderado		?	?	X	X	Lento a muy rápido	Profundo

Nombre	Tipo de movimiento	Grado de rotura interna*	Contenido en agua†				Velocidad§	Profundidad**
			D	U	PS	S		
Flujos lentos de tierra (Slow earth flows)	Deslizamiento sobre una superficie de cizalla basal plana con un flujo interno menor	Ligero			X	X	Muy lento a moderado, con oleadas rápidas	Generalmente superficial, ocasionalmente profundo
Expansiones laterales y flujos								
Expansiones laterales en suelos (Soil lateral spreads)	Traslación en la zona basal de grava, arena o limo licuefactado, o arcillas sensibles debilitadas	Generalmente moderado, ocasionalmente ligero, ocasionalmente alto			X	X	Muy rápido	Variable
Flujos rápidos de suelo (Rapid soil flows)	Flujo	Muy alto	?	?	?	X	Muy rápido a extremadamente rápido	Superficial
Desl. subacuáticos (Subaqueous land slides)	Complejo, generalmente implica expansión lateral, y/o flujo; ocasionalmente implica desl. rotacional y/o desl. en bloques	Generalmente alto o muy alto; ocasionalmente moderado o ligero			X	X	Generalmente rápido a extremadamente rápido; ocasionalmente lento a moderado	Variable

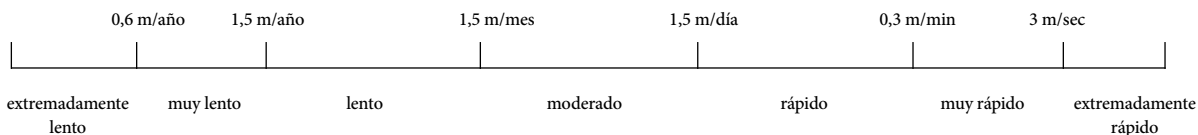
\*Grado de rotura interna:

“ligero” significa deslizamientos consistentes en uno o unos pocos bloques coherentes; “moderado” significa varios bloques coherentes;

“alto” significa numerosos bloques pequeños y granos de suelo y fragmentos de roca individuales; “muy alto” significa prácticamente una desagregación completa en granos de suelo individuales o pequeños fragmentos de roca.

†Contenido en agua: D = seco; U = húmedo pero no saturado; PS = parcialmente saturado; S = saturado.

§Velocidad:



Terminología de velocidad de Varnes [1978].

\*\*Profundidad: “Superficial” significa un espesor generalmente < 3 m; “profundo” significa profundidad > 3 m.



#### 4.4. Relación entre las inestabilidades y la pendiente topográfica

La Figura 4.16 muestra el mapa de pendientes y las inestabilidades inventariadas, a partir del cual se han obtenidos los rangos de pendientes en los que se produjeron las distintas tipologías de inestabilidades.

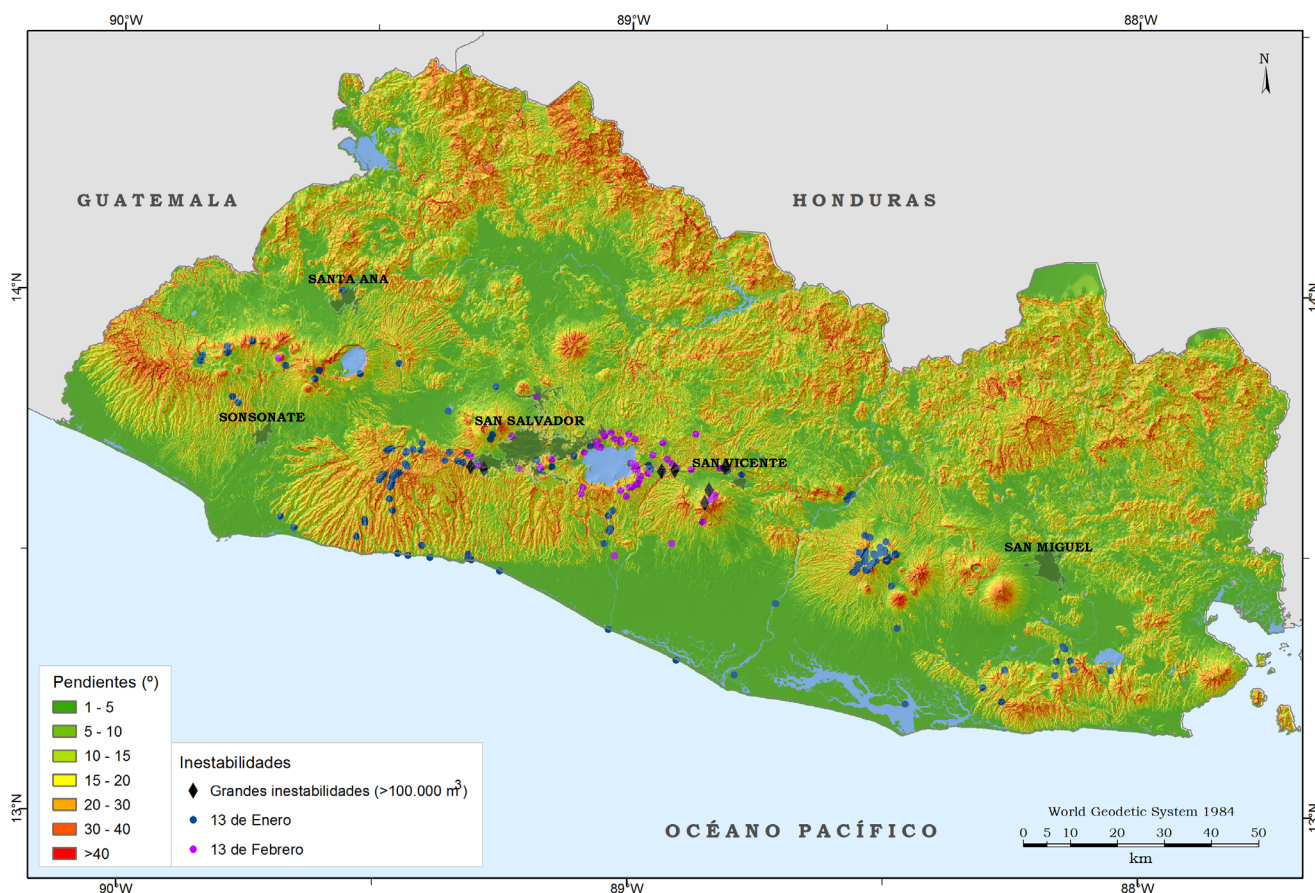


Figura 4.16: Mapa de pendientes de El Salvador e inestabilidades inventariadas ocurridas durante los terremotos de Enero y Febrero de 2001.

Se observa que las mayores pendientes ( $> 30^\circ$ ) se encuentran en la coronación y en las faldas de los volcanes recientes así como en la zona montañosa del norte, contrastando de manera importante con los fondos de los valles donde las pendientes son  $< 15^\circ$ . Destaca el cambio de pendiente ( $< 5^\circ$ ) que se produce en la parte sur del país, en las denominadas Planicies Costeras. Los escarpes de los ríos encajados presentan una pendiente media ( $15\text{-}30^\circ$ ).

Extrayendo, mediante una herramienta de SIG, los datos de pendiente de las inestabilidades en cada intervalo establecido (Figura 4.17) se observa lo siguiente:

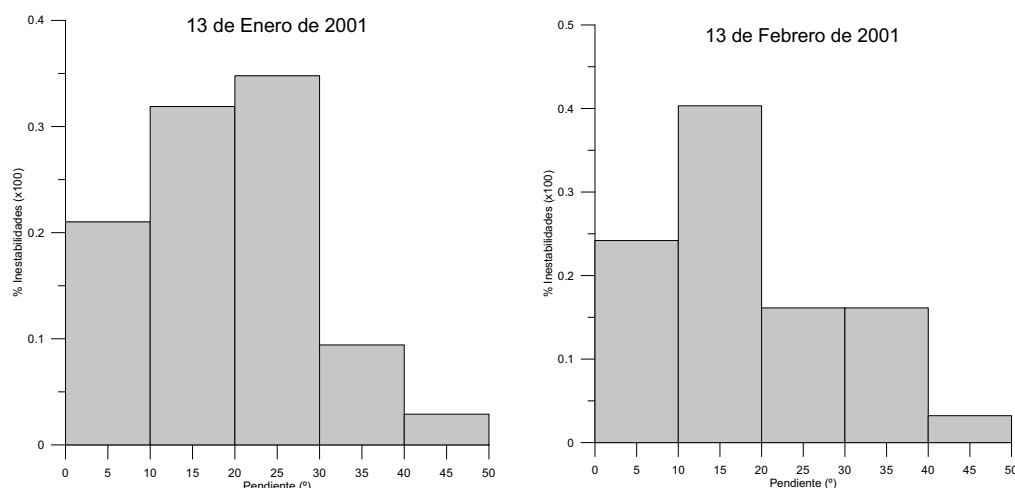


Figura 4.17: Rangos de pendientes más frecuentes en los que se produjeron las inestabilidades de ladera durante los terremotos del año 2001.

- Tanto en Enero como en Febrero la mayor parte de las inestabilidades (> 80%) se produjo en pendientes inferiores a los 30°, y más del 50% en pendientes medias-bajas (< 20°).

- En el caso de Enero más de la mitad de las inestabilidades se agrupan en pendientes entre 10 y 30° mientras que las producidas en Febrero se dan en un rango más amplio de pendientes aunque casi la mitad (40%) lo hacen en pendientes relativamente bajas (10-20°).

- Si se discrimina el comportamiento mecánico de los materiales en que se produjeron (Figura 4.18), los porcentajes varían, más en las inestabilidades de Febrero que en las de Enero. En roca se dio un menor porcentaje de inestabilidades en pendientes inferiores a 30°, mientras que en suelo se dio un mayor porcentaje de inestabilidades en pendientes inferiores a 30°.

- En las tres grandes tipologías de inestabilidades (no coherentes y caídas, coherentes, y expansiones laterales y flujos), el mayor porcentaje se produjo en pendientes inferiores a 30°. Dicho porcentaje es prácticamente constante de un tipo a otro y dentro de un mismo evento (Enero o Febrero), sin embargo, baja en Febrero respecto a Enero, indicando que un mayor porcentaje de inestabilidades ocurrió en pendientes > 30°.

Por lo tanto, se puede concluir que el factor pendiente no es determinante en la ocurrencia de las inestabilidades al no estar supeditadas a los grandes relieves. Sin embargo, el comportamiento mecánico de los materiales sí influye, y más en el caso de las inestabilidades de Febrero, observándose mayor propensión en los suelos que en las rocas.

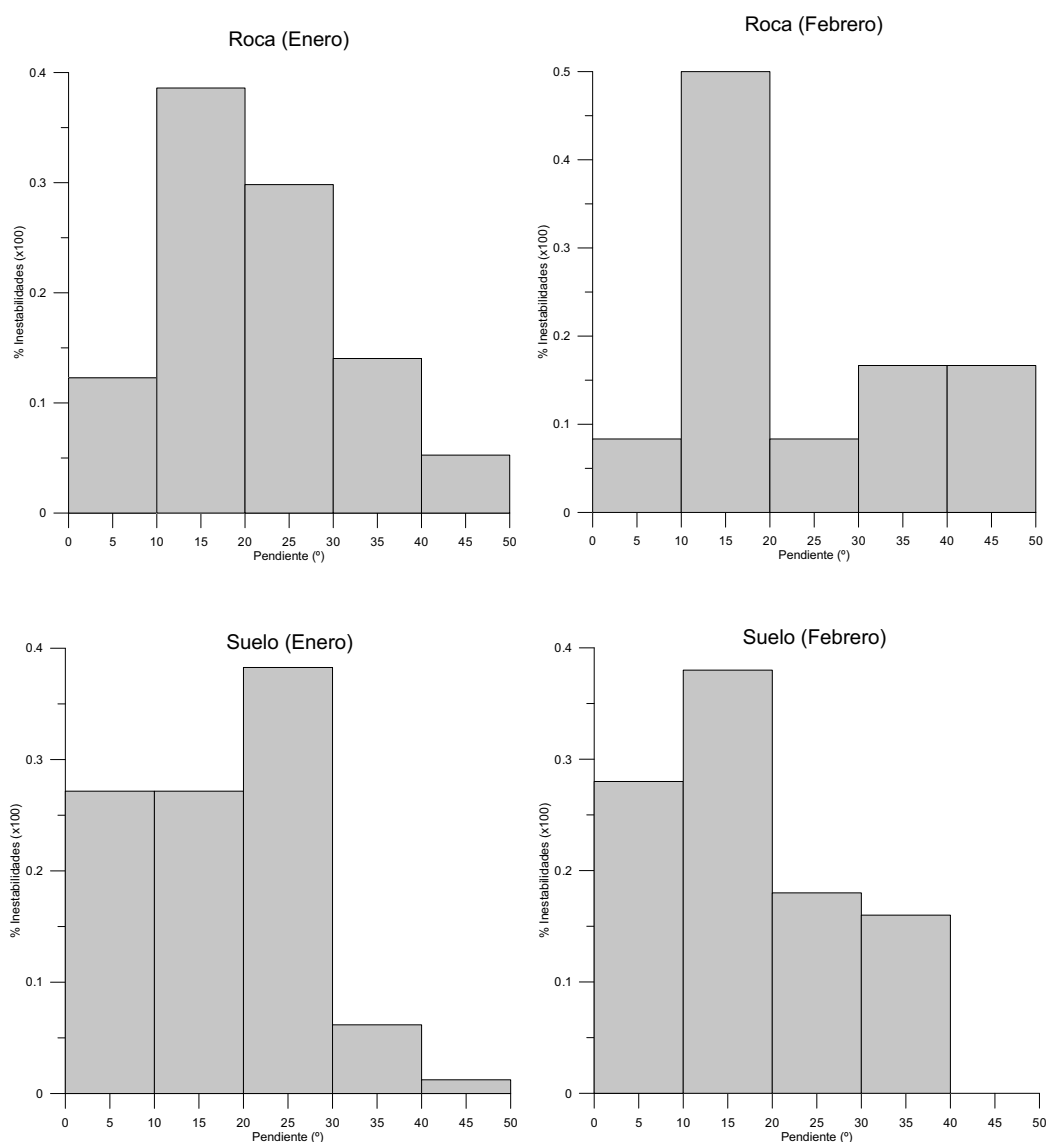


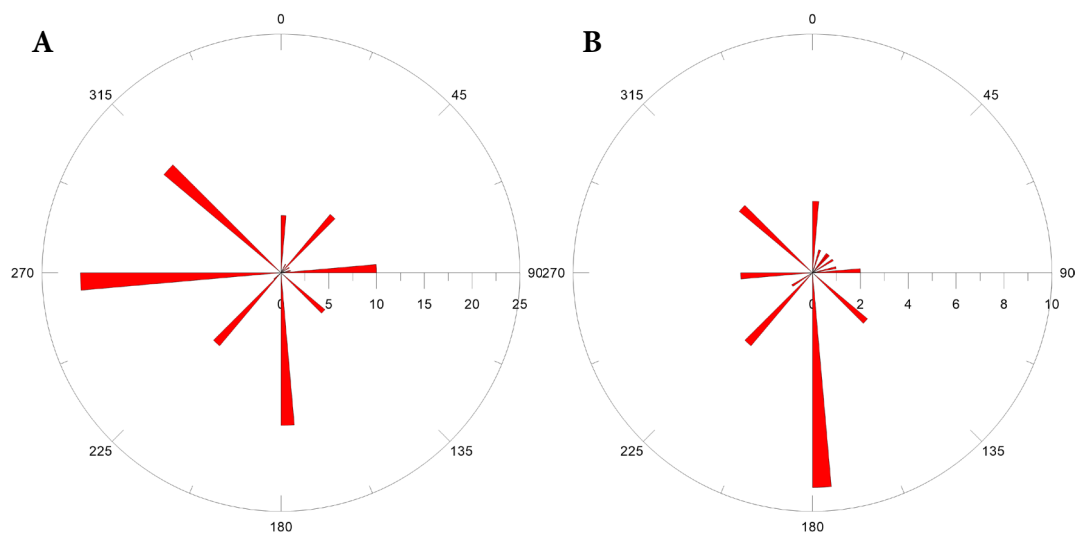
Figura 4.18: Rangos de pendientes más frecuentes en los que se produjeron las inestabilidades de ladera durante los terremotos del año 2001 distinguiendo el comportamiento mecánico de los materiales.

#### 4.5. Orientación de caída

Con el objetivo de identificar un posible patrón se ha realizado una representación en un diagrama de rosas de las orientaciones de caída de materiales tanto para las inestabilidades de Enero como de Febrero de 2001 (Figura 4.19). Según se deduce de esta figura, en cada evento parece existir una orientación dominante de caída/desplazamiento. La mayor parte de las inestabilidades de Enero tienen una orientación predominante en dirección oeste. Por el contrario, las ocurridas en Febrero presentan una orientación hacia el sur. A priori no parece existir una relación directa entre la dirección de propagación de las ondas sísmicas y la dirección de movimiento de las inestabilidades, pues en el caso del sismo de Enero parece que la propagación se produjo hacia la superficie y hacia el norte [Bommer *et al.*, 2002] al tratarse de un terremoto de subducción, mientras que en el sismo de Febrero se produjo hacia el este, pues se trató de un desgarre dextral [JSCE, 2001].

Sin embargo, dichas orientaciones de caída sí podrían estar condicionadas por el factor estructural ya analizado, y es que como se ha visto, la mayoría de las fallas tienen unas trazas de dirección E-O y NE-SO, por

lo que la dirección de caída preferente en el caso de Enero podría estar indicando que esas inestabilidades deslizaron en una dirección más o menos perpendicular, siendo más evidente en el evento de Febrero.



*Figura 4.19: Orientaciones de caída/desplazamiento de las inestabilidades inducidas por el terremoto del (a) 13 de Enero y (b) del 13 de Febrero de 2001.*

# Capítulo 5

## Análisis de susceptibilidad de inestabilidades de ladera cosísmicas en El Salvador

### 5.1. Introducción

En este capítulo se ha llevado a cabo un análisis regional de susceptibilidad de inestabilidades cosísmicas en El Salvador con el objetivo de identificar aquellas zonas que en futuros eventos puedan ser susceptibles a deslizar.

Dada la dificultad que representa calcular no sólo la probabilidad de que suceda un evento desfavorable en un emplazamiento y para un periodo de tiempo dado, sino también su severidad, el estudio de ciertos riesgos naturales se ha realizado clásicamente mediante mapas de susceptibilidad. Dichos mapas dividen el territorio en zonas de igual propensión a sufrir el fenómeno, ofreciendo una estimación de dónde se espera que ocurra. Así, resulta de gran interés realizar un análisis a escala regional de la estabilidad de las laderas durante terremotos y de la amenaza que representa su inestabilidad.

Para ello se ha aplicado el método de *Newmark* [1965] en sus posteriores modificaciones [*Jibson et al.*, 1998, 2000; *Jibson* 2007], y el propuesto por *Tsige et al.* [2012] basado en el coeficiente de susceptibilidad (CSU).

Se ha calculado el desplazamiento de *Newmark* mediante tres relaciones empíricas: dos basadas en la intensidad de Arias [*Jibson et al.*, 1998, 2000; *Jibson* 2007] y otra en la relación de aceleración [*Jibson* 2007], siendo estos los métodos más empleados en este tipo de análisis (p.e. *Jibson et al.* [2000]; *Luzi et al.* [2000]; *Romeo* [2000]; *Refine y Capolongo* [2002]; *Carro et al.* [2003]; *Murphy y Mankelow* [2004]; *Rodríguez-Peces et al.* [2008, 2011]; *Wang y Lin* [2010]; *Papathanassiou* [2012]; *Tsige et al.* [2012]).

Estas relaciones empíricas han sido aplicadas en tres tipos de escenarios sísmicos: reales, probabilista y deterministas. En los reales se han contemplado los valores de PGA registrados en los eventos de 2001. En el escenario probabilista se han utilizado los valores de PGA calculados en roca para un periodo de

retorno de 500 años. Por último y por primera vez en El Salvador, se han aplicado los PGA's calculados a partir de leyes de atenuación y que corresponden a rupturas de tres segmentos de falla distintos de la ZFES.

Para finalizar, el estudio de susceptibilidad ha sido complementado considerando la amplificación por efecto litológico en todos los escenarios.

El análisis ha sido realizado mediante un sistema de información geográfico (ArcGis 10.2) por medio del cual se han operado matemáticamente distintas capas (mapas) que contienen información sobre topografía, geología, propiedades geotécnicas y datos sísmicos de El Salvador.

Para la obtención de los mapas de susceptibilidad ha sido necesario realizar los siguientes trabajos que están esquematizados en la Figura 3.11 y que se resumen a continuación:

1. Elaboración de un mapa de factor de seguridad (FS) a partir de:
  - 1.1. Clasificación litológico-geotécnica de los materiales basada en el mapa geológico.
  - 1.2. Asignación de parámetros resistentes de dichos materiales (peso específico, cohesión y ángulo de rozamiento interno).
  - 1.3. Cálculo de la pendiente topográfica a partir de un MDE.
  - 1.4. Cálculo del FS.
2. Elaboración de un mapa de aceleración crítica ( $a_c$ ) a partir de los mapas de FS y pendientes.
3. Elaboración de los mapas de desplazamiento de Newmark ( $D_N$ ) empleando tres relaciones empíricas.
4. Elaboración de mapas de susceptibilidad basados en el coeficiente de susceptibilidad (CSU).
5. Elaboración de los mapas de susceptibilidad considerando la amplificación por efecto litológico.

El estudio realizado en este capítulo de la Tesis persigue dos objetivos principales. El primero consiste en identificar las zonas susceptibles a sufrir inestabilidades cosísmicas según distintos escenarios sísmicos (probabilista y deterministas). Mientras que el segundo se centra en la identificación de las zonas susceptibles a sufrir inestabilidades de ladera dentro del territorio salvadoreño usando los datos de los terremotos de Enero y Febrero de 2001 (escenario real), y asociado a este segundo objetivo, comprobar la precisión y fiabilidad del método de Newmark en El Salvador por comparación de los mapas generados con el inventario de inestabilidades producidas durante ambos eventos. Tanto en el primer como en el segundo objetivo se han empleado tres ecuaciones empíricas para el cálculo del desplazamiento de Newmark, dos basadas en la intensidad de Arias (Ecuaciones 5.1 y 5.2), y una en la relación de aceleración ( $a_c/PGA$ ) (Ecuación 5.3).

En tercer lugar, se ha estudiado la susceptibilidad de inestabilidades de ladera cosísmicas mediante el coeficiente de susceptibilidad (CSU) propuesto por *Tsige et al.* [2012]. También se han comparado los resultados obtenidos con las inestabilidades inventariadas.

El cuarto objetivo ha consistido en estudiar las diferencias resultantes de considerar en los escenarios sísmicos el efecto de la amplificación por litología.

## 5.2. Análisis de susceptibilidad mediante la aplicación del método de Newmark modificado

### 5.2.1. Factor de seguridad (FS)

Siguiendo el esquema de trabajo de la Figura 3.11, antes de generar el mapa de aceleración crítica es necesario calcular en primer lugar el factor de seguridad estático (FS). Para ello, debido a la gran variedad de rocas que afloran en El Salvador, en su inmensa mayoría volcánicas (aproximadamente el 95% del total), se ha tenido que realizar una clasificación litológico-geotécnica (Figura 5.1) basada en el mapa geológico de El Salvador [Bosse *et al.*, 1978] a escala 1:100.000 digitalizado por la ETSI en Topografía, Geodesia y Cartografía de la Universidad Politécnica de Madrid. Cada grupo está formado por litologías caracterizadas por parámetros resistentes similares. Para que el análisis fuera conservador, cada grupo geotécnico refleja las características de la capa de material más susceptible a deslizar.

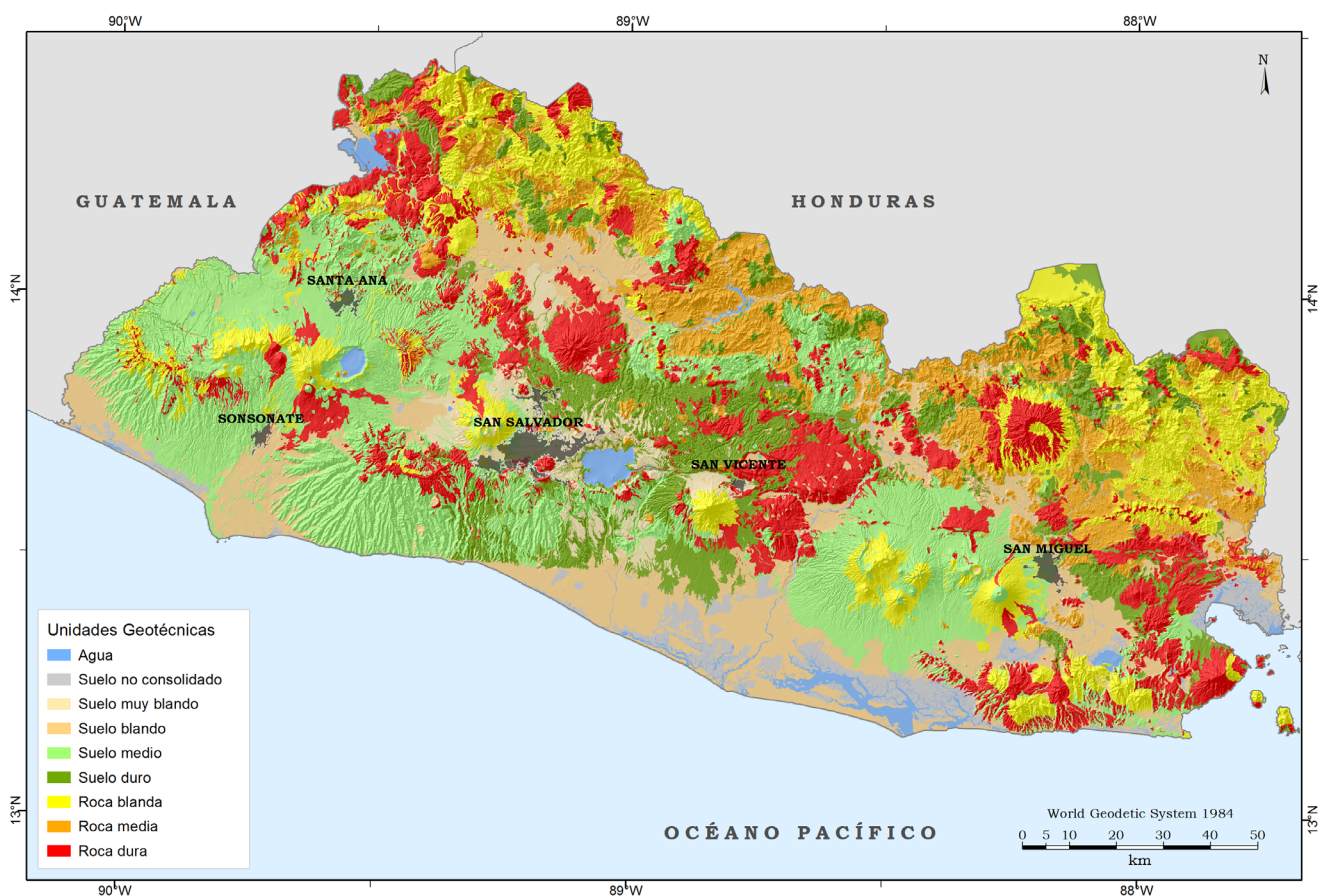


Figura 5.1: Mapa geotécnico de El Salvador elaborado a partir del geológico [Bosse *et al.*, 1978].

A cada grupo geotécnico se asignaron valores de peso específico ( $\gamma$ ), cohesión ( $c$ ) y ángulo de rozamiento interno ( $\phi$ ), obteniéndose un mapa por parámetro (figuras 5.2, 5.3 y 5.4). Éstos fueron obtenidos de ensayos de laboratorio propios y de valores bibliográficos.

Los valores asignados (Tabla 5.1) deben ser considerados como los valores de pico, siendo éstos los mayores del rango de posibles valores que puede tener un grupo puesto que son las resistencias necesarias para mantener la estabilidad en las laderas con mayores pendientes dentro de cada grupo geotécnico. El valor absoluto de la resistencia asignada es menos importante que las diferencias de resistencia entre las unidades [Jibson *et al.*, 2000]. En la naturaleza, la resistencia al corte presenta grandes variaciones en



el espacio incluso dentro de una misma unidad geológica, y asignar valores representativos a unidades enteras conlleva una gran incertidumbre.

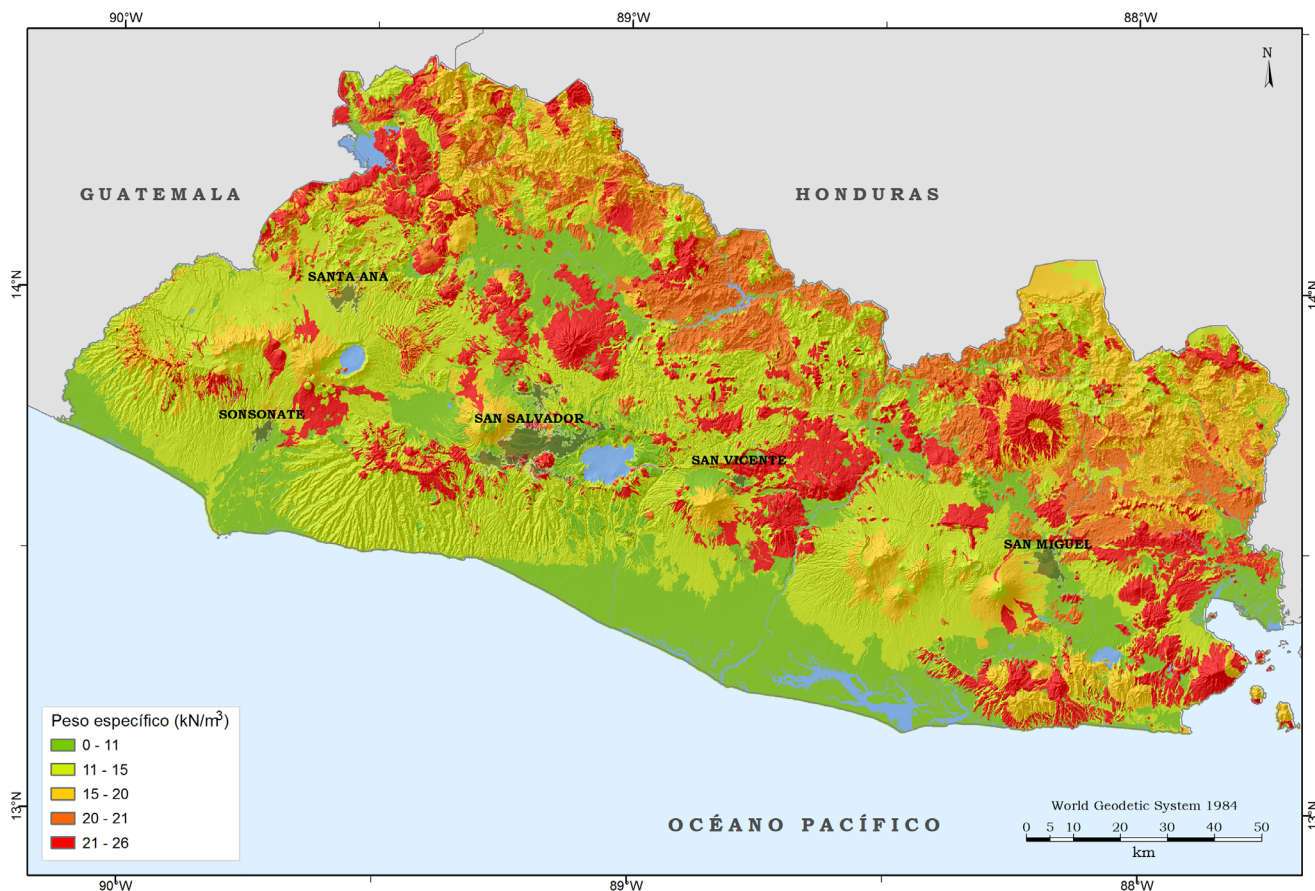


Figura 5.2: Mapa de peso específico asignado a cada grupo geotécnico.

El otro mapa necesario para el cálculo del FS es el de pendientes. El modelo digital de elevación (MDE) utilizado fue un SRTM de 30 metros, que es una resolución similar a la empleada en otros estudios [Jibson *et al.*, 2000 (25 m); Delgado *et al.*, 2006 (25 m); Katz y Crouvi, 2007 (25 m); Wang y Lin, 2010 (40 m)].

El mapa de pendientes (Figura 5.5) se ha obtenido aplicando un sencillo algoritmo al MDE que compara las elevaciones de las celdas adyacentes y calcula la máxima pendiente. El mapa así obtenido tiende a subestimar algunas de las mayores pendientes (aquellas mayores de 60°) debido principalmente a que no están bien representadas en el mapa original.

Tabla 5.1: Grupos litológico-geotécnicos y parámetros resistentes empleados en el análisis de Newmark.

Grupo litológico-geotécnico	Descripción de los materiales <sup>a</sup>	Formación (Unidad)	c (kN/m <sup>2</sup> ) <sup>b</sup>				Φ (°) <sup>c</sup>			γ (kN/m <sup>3</sup> ) <sup>d</sup>		
			inicial	1 <sup>er</sup> ajuste	2 <sup>o</sup> ajuste	3 <sup>er</sup> ajuste	inicial	1 <sup>er</sup> ajuste	2 <sup>o</sup> ajuste	inicial	1 <sup>er</sup> ajuste	2 <sup>o</sup> ajuste
I. Roca dura	Copas rojas (conglomerados de cuarzo y caliza, areniscas, siltitas, lutitas); localmente vulcanitas intermedias intercaladas	Metapán (va)										
	Efusivas básicas intermedias	Cuscatlán (c3)										
	Efusivas básicas intermedias	Bálsamo (b3)	300	150	150	150	35	35	35	26	26	26
	Metasedimentos, metavulcanitas; principalmente ts; eventualmente más antiguas o más jóvenes	Metapán (ts'm)										
	Rocas intrusivas ácidas hasta intermedias	I										
II. Roca media	Calizas y calizas margosas con una intercalación de capas rojas (capas rojas mapeadas como ts)	Metapán (yo)										
	Conglomerados de cuarzo principalmente rojos, siltitas, lutitas; localmente vulcanitas intermedias	Metapán (ts)										
	Rocas efusivas ácidas	San Salvador (s3'b)										
	Efusivas ácidas e intermedias ácidas (ocurrencias aisladas; eventualmente = ch2)	Cuscatlán (c2)	250	125	125	125	25	25	25	21	21	21
	Efusivas ácidas e ignimbritas; localmente piroclastitas	Morazán (m1'b)										
III. Roca blanda	Efusivas intermedias hasta intermedias-ácidas, piroclastitas subordinadas, alteración regional por influencia hidrotermal	Morazán (m2'a)										
	Efusivas básicas intermedias; piroclastitas subordinadas	San Salvador (s2)										
	Efusivas básicas-intermedias, piroclastitas volcánicas subordinadas (estratos no diferenciados y edificios volcánicos)	Bálsamo (b2)	200	100	100	100	25	25	25	20	20	20
	Piroclastitas ácidas, ignimbritas, epiclastitas; localmente efusivas ácidas intercaladas	Chalatenango (ch1)										
IV. Suelo duro	Rocas efusivas ácidas, piroclastitas ácidas subordinadas	Chalatenango (ch2)										
	Piroclastitas ácidas hasta intermedias; en la parte basal localmente efusivas intermedias hasta intermedias - ácidas	Morazán (m1'a)										
	Piroclastitas ácidas, epiclastitas volcánicas	Cuscatlán (c1)	15	7.5	10	10	30	30	22	17	15	15
	Piroclastitas intermedias hasta intermedias-ácidas; epiclastitas volcánicas; rocas efusivas subordinadas	Morazán (m2'b)										

Grupo litológico-geotécnico	Descripción de los materiales <sup>a</sup>	Formación (Unidad)	c (kN/m <sup>2</sup> ) <sup>b</sup>				Φ (°) <sup>c</sup>			γ (kN/m <sup>3</sup> ) <sup>d</sup>		
			inicial	1 <sup>er</sup> ajuste	2 <sup>o</sup> ajuste	3 <sup>er</sup> ajuste	inicial	1 <sup>er</sup> ajuste	2 <sup>o</sup> ajuste	inicial	1 <sup>er</sup> ajuste	2 <sup>o</sup> ajuste
V. Suelo medio	Cenizas volcánicas y tobas de lapilli	San Salvador (s5'c)										
	Conos de acumulación (escorias, tobas de lapilli, cinder)	San Salvador (s5'b)										
	Epiclastitas volcánicas y piroclastitas, localmente efusivas básicas-intermedias intercaladas	Bálsamo (b1)	11	5	7,5	20	30	30	22	13	13	15
	Piroclastitas ácidas, epiclastitas volcánicas (Tobas Color Café)	San Salvador (s3'a)										
	Piroclastitas ácidas, epiclastitas volcánicas; localmente efusivas básicas intermedias	San Salvador (s1)										
VI. Suelo blando	Cono de deyección	Cuaternario (Qd)										
	Depósitos sedimentarios del Cuaternario	Cuaternario (Qf)										
	Depósitos coluviales con y sin representación de depósitos subyacentes (por ejemplo ch2)	Cuaternario (Qc)										
	Depósitos de playa: barra costera con nivel antiguo de costa	Cuaternario (p)	1	2	2	2	30	30	22	11	11	11
	Principalmente depósitos fluviales	Cuaternario (cf)										
	Principalmente depósitos lacustres	Cuaternario (cl)										
VII. Suelo muy blando	Tierra blanca: piroclastitas ácidas e epiclastitas volcánicas subordinadas; localmente efusivas ácidas (s3'b)	San Salvador (s4)	20	1,5	1,5	1,5	20	20	20	11	11	11
VIII. Suelo no consolidado	Suelo anmoor	Cuaternario (Qs )										
	Depósitos de estuario con y sin manglares	Cuaternario (Qe)	1	1	1	1	15	15	15	11	11	11

<sup>a</sup> Descripción extraída de la leyenda del mapa geológico original de Bosse *et al.* [1978].

<sup>b</sup> Cohesión.

<sup>c</sup> Ángulo de rozamiento interno.

<sup>d</sup> Peso específico aparente seco.

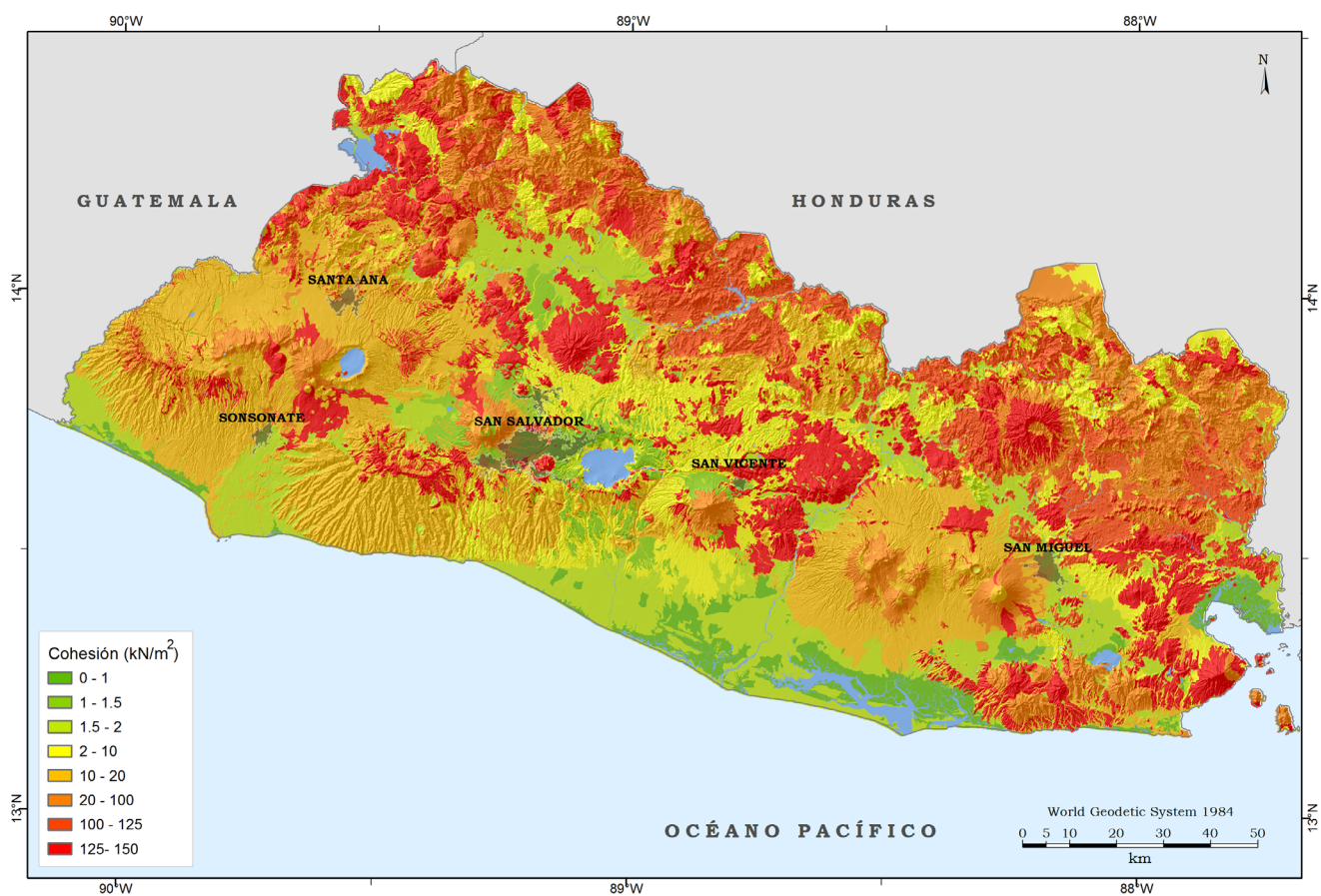


Figura 5.3: Mapa de cohesión asignada a cada grupo geotécnico.

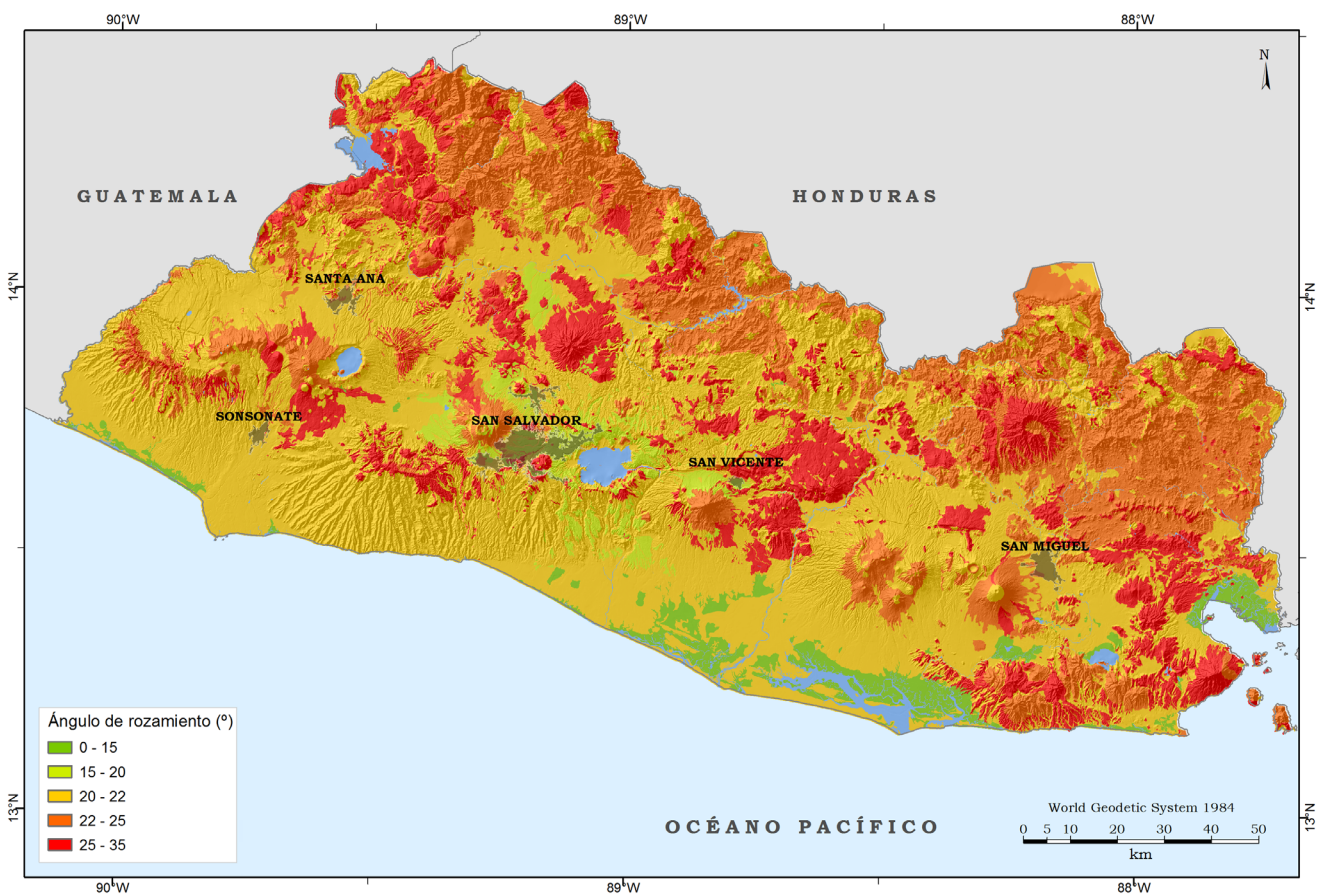


Figura 5.4: Mapa de ángulo de rozamiento interno asignado a cada grupo geotécnico.



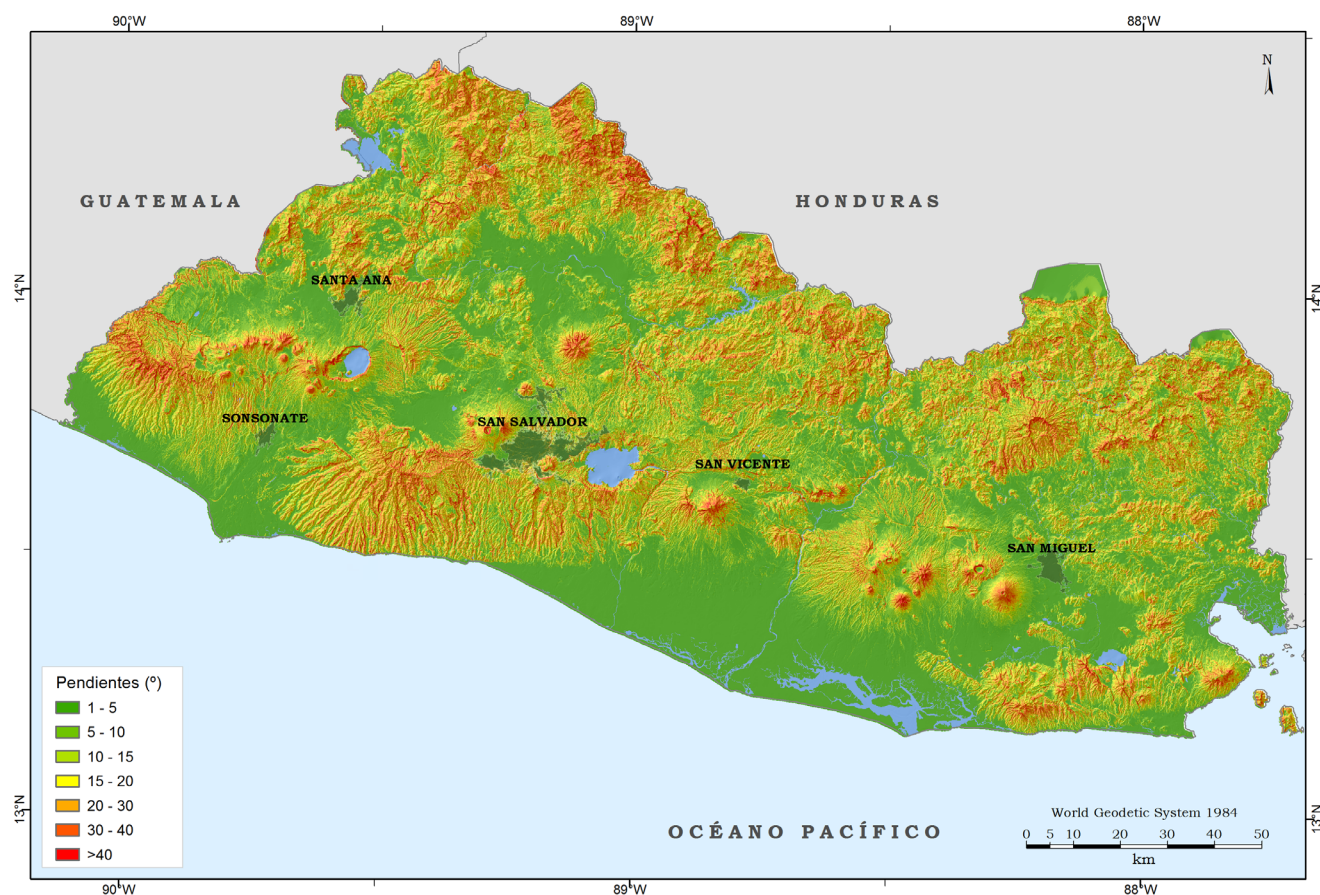


Figura 5.5: Mapa de pendientes de El Salvador elaborado a partir del modelo digital de elevación SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) de 30 m de resolución.

Parte del territorio salvadoreño tiene laderas muy altas, y el primer cálculo del factor de seguridad, al igual que sucedía en el estudio de *Jibson et al.* [2000], arroja valores inferiores a 1 en algunas celdas de las zonas con mayores pendientes, lo cual denota inestabilidad en condiciones estáticas. Por tanto, para que el modelo sea estable en condiciones estáticas se ha tenido que ir incrementando progresivamente los valores de resistencia de los grupos que tenían celdas inestables, y a la vez, se han ajustado los valores del resto de grupos para preservar las diferencias observadas (Tabla 5.1). Este ajuste se ha realizado hasta que casi todas las pendientes inferiores a  $60^\circ$  han permanecido estables. Sólo un pequeño número de laderas con pendientes superiores a  $60^\circ$  permanecen siendo inestables tras aumentar la resistencia de sus materiales. Consecuentemente, se les ha asignado un FS apenas por encima del equilibrio (de 1,01) a estas laderas para no tener que aumentar su resistencia por encima de los valores reales.

En la Tabla 5.2 están recogidos los rangos de pendiente de cada grupo litológico-geotécnico.

Las capas raster generadas de peso específico, cohesión, ángulo de rozamiento interno, y pendientes se combinaron mediante la Ecuación 3.10 para calcular el FS en cada pixel. Se adoptó un espesor de masa deslizada ( $t$ ) de 3 m, pues es el valor más representativo obtenido del inventario de inestabilidades ocurridas en 2001 durante los terremotos de Enero y Febrero. En el análisis no se tuvo en cuenta la presión de poros ( $m=0$ ) al considerarse que las inestabilidades ocurrieron en condiciones secas, pues el terremoto se produjo al final del verano. Esta asunción fue comprobada en las distintas campañas de campo realizadas

durante la elaboración de la presente Tesis Doctoral . Ni en las calicatas ni en los sondeos ejecutados se observó el nivel freático.

La Figura 5.6 muestra el mapa de factor de seguridad estático resultante. Los factores van desde valores algo superiores a 1 en las zonas de mayores pendientes con materiales blandos, a más de 3 en las zonas llanas en las que afloran materiales duros.



Figura 5.6: Mapa de factor de seguridad estático (FS) de El Salvador.

Basándose en el valor mínimo que se registra dentro de cada unidad geotécnica, y en el relieve topográfico, se puede concluir que el factor de seguridad no está condicionado por la pendiente y sí por las propiedades resistentes de los materiales. El mapa de FS estático refleja bastante bien la realidad: valores de 1 o ligeramente superiores en aquellas zonas con mayores pendientes (quebradas, calderas volcánicas, y cumbres de los volcanes) y con materiales consistentes en suelos blandos, medios y rocas blandas. Es en estas zonas donde se han dado la mayoría de las inestabilidades de ladera durante los terremotos de 2001. Los valores más altos de FS corresponden a las zonas de menor relieve y con presencia de materiales más duros.

En la Tabla 5.2 están recogidos los rangos de factor de seguridad de cada grupo litológico-geotécnico.

Tabla 5.2: Grupos litológico-geotécnicos y parámetros empleados en el análisis de Newmark.

Grupo litológico-geotécnico	Pendiente (°)	FS <sup>a</sup>	a <sub>c</sub> (g) <sup>b</sup>
I. Roca dura	14-24	> 3	> 1
II. Roca media	16-26	> 3	> 1
III. Roca blanda	18-28	> 2,6	> 1
IV. Suelo duro	13-23	> 1	0,16-0,70
V. Suelo medio	14-25	> 1,2	0,40-0,88
VI. Suelo blando	3-8	> 3	0,23-0,63
VII. Suelo muy blando	8-16	> 3	0,06-0,56
VIII. Suelo no consolidado	1,5-3	> 3	0,18-0,38

<sup>a</sup> Factor de Seguridad.<sup>b</sup> Aceleración crítica.

### 5.2.2. Aceleración crítica (a<sub>c</sub>)

En el contexto del análisis de Newmark, el mapa de aceleración crítica proporciona una medida intrínseca de las propiedades de la ladera independientemente del escenario sísmico. Para un nivel dado de sacudida, dos laderas cualesquiera que tengan la misma aceleración crítica tendrán el mismo desplazamiento de Newmark, independientemente de cómo difieran sus geometrías o las propiedades de sus materiales. Por tanto, el mapa de aceleración crítica es un mapa de susceptibilidad de inestabilidades por sismicidad en sí mismo.

Como ya se ha comentado, *Newmark* [1965] demostró que la aceleración crítica de una ladera está en función de su factor de seguridad y del ángulo de la pendiente.

El mapa de aceleración crítica para el territorio salvadoreño (Figura 5.7) muestra valores bajos (lo que implica una susceptibilidad alta, puesto que se necesita relativamente poca aceleración sísmica para inducir inestabilidades) en aquellas mismas zonas donde el factor de seguridad estático era también bajo, lo cual resulta coherente pues aquellas zonas próximas a la inestabilidad estática se volverán inestables en condiciones dinámicas, siendo muy baja la aceleración del terreno necesaria para ello. Los valores son más altos (susceptibilidad baja, ya que se necesita una aceleración sísmica relativamente alta) en las zonas con factores de seguridad superiores a 2, coincidentes con las unidades geotécnicas más resistentes: rocas blandas a duras. Las zonas correspondientes a las Planicies Costeras y parte de la Cadena Volcánica Joven, con un factor de seguridad estático elevado, presentan valores de aceleración crítica bajos siendo indicativo del papel determinante de las propiedades geotécnicas de los materiales (propiedades resistentes) en la susceptibilidad de las inestabilidades.

En la Tabla 5.2 están recogidos los rangos de aceleración crítica de cada grupo litológico-geotécnico.



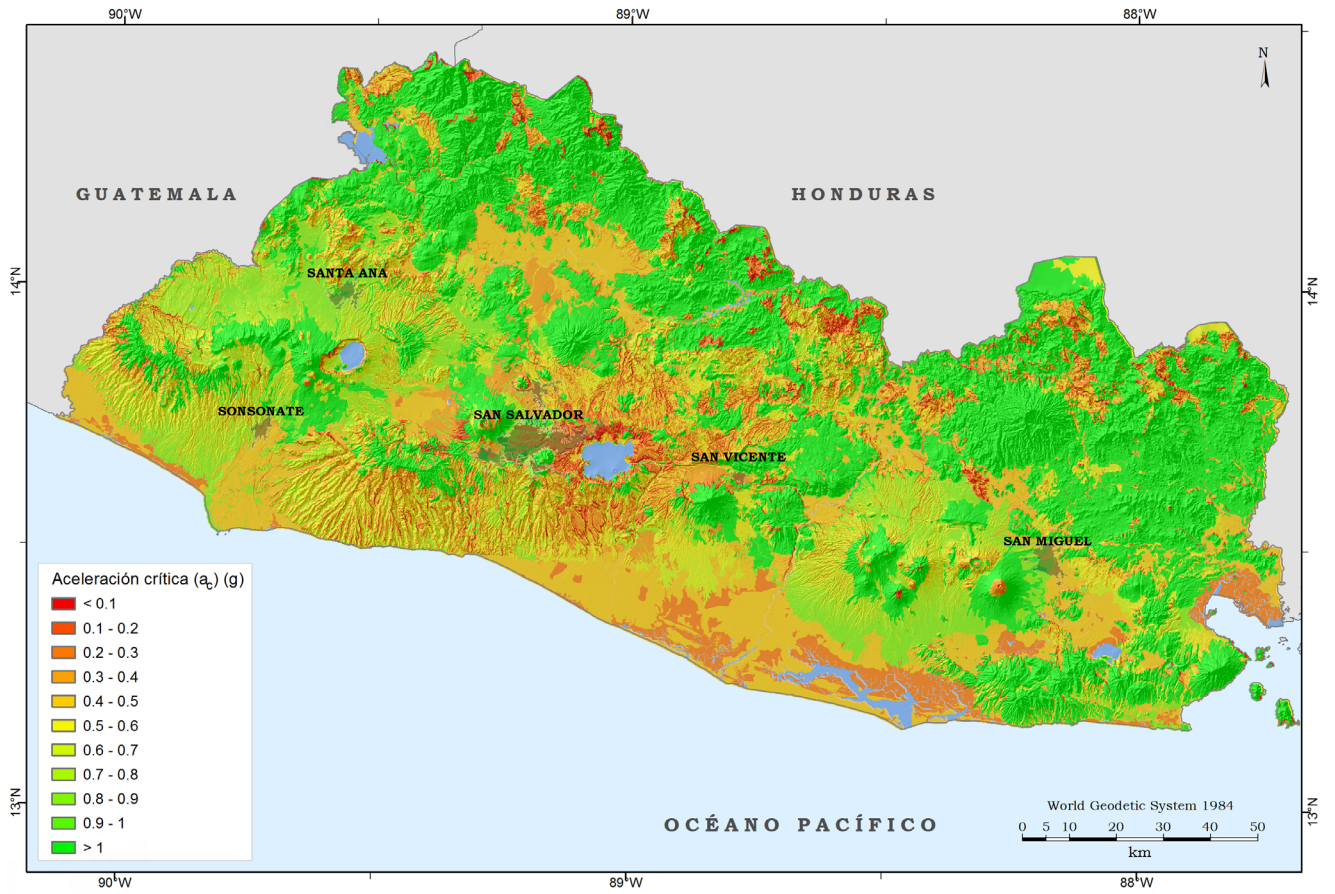


Figura 5.7: Mapa de aceleración crítica ( $a_c$ ) de El Salvador.

### 5.2.3. Desplazamiento de Newmark ( $D_N$ )

Como ya se ha mencionado, hemos aplicado el método de Newmark modificado a escala regional mediante diferentes relaciones empíricas y considerando distintos escenarios sísmicos.

#### 5.2.3.1. Estimación del desplazamiento de Newmark a partir de la intensidad de Arias ( $I_A$ )

En primer lugar se han calculado los mapas de susceptibilidad para los escenarios de Enero y Febrero mediante la relación que considera la intensidad de Arias [Jibson *et al.*, 1998, 2000; Jibson, 2007]. En el resto de escenarios no ha podido usarse dicha expresión por carecer de los datos de  $I_A$ .

[Jibson *et al.*, 1998, 2000]

$$\log D_N = 1,521 \log I_A - 1,993 \log a_c - 1,546 \quad (5.1)$$

[Jibson, 2007]

$$\log D_N = 2,401 \log I_A - 3,481 \log a_c - 3,230 \quad (5.2)$$

Previamente ha sido necesario calcular los mapas de intensidad de Arias para los terremotos ocurridos en Enero y Febrero de 2001 (Figura 5.8). Estos mapas de valores continuos se han obtenido por interpolación de los valores puntuales calculados por *López Casado et al.* [2001] (Tablas 5.3) a partir de los valores de aceleración del terreno (PGA) registrados en la red sísmica de El Salvador. Se han utilizado los valores de la componente E-W por ser la dirección en la que se alcanzaron, en casi todas las estaciones, los mayores valores.

Tabla 5.3: Intensidades de Arias calculadas en las estaciones de registro para los terremotos de 2001 en El Salvador.

13 de Enero de 2001							
Estación	Red Sísmica <sup>a</sup>	Lugar	Coordenadas		I <sub>A</sub> (m/s) <sup>b</sup>		
			N	W	NS	V	EW
UARM	UCA	Armenia	13° 44' 38,40"	89° 30' 03,60"	3,55	1,54	4,16
BRIN	GESAL	Berlín	13° 30' 00,00"	88° 31' 48,00"	2,95	0,94	3,62
CSBR	UCA	San Bartolo	13° 42' 14,40"	89° 06' 21,60"	0,86	0,69	1
ESJO	UCA	San Salvador	13° 42' 25,20"	89° 12' 25,20"	1,15	0,65	1,06
ULLB	UCA	La Libertad	13° 29' 09,60"	89° 19' 37,20"	9,66	1,94	4,44
USPN	UCA	San Pedro Nonualco	13° 36' 07,20"	88° 55' 37,20"	5,87	3,62	6,94
UPAN	UCA	Panchimalco	13° 36' 50,40"	89° 10' 44,40"	0,56	0,16	0,26
HSRF	UCA	Santa Tecla	13° 40' 15,60"	89° 16' 44,40"	3,17	1,24	3,44
UTON	UCA	Tonacatepeque	13° 46' 40,80"	89° 06' 50,40"	1,83	0,91	1,69
HSTR	UCA	Zacatecoluca	13° 31' 01,20"	88° 52' 08,40"	1,66	1,46	1,53

13 de Febrero de 2001							
Estación	Red Sísmica <sup>a</sup>	Lugar	Coordenadas		I <sub>A</sub> (m/s) <sup>b</sup>		
			N	W	NS	V	EW
UARM	UCA	Armenia	13° 44' 38,40"	89° 30' 03,60"	0,03	0,02	0,03
CSBR	UCA	San Bartolo	13° 42' 14,40"	89° 06' 21,60"	0,34	0,19	0,34
ESJO	UCA	San Salvador	13° 42' 25,20"	89° 12' 25,20"	0,19	0,04	0,12
ULLB	UCA	La Libertad	13° 29' 09,60"	89° 19' 37,20"	0,08	0,02	0,09
UPAN	UCA	Panchimalco	13° 36' 50,40"	89° 10' 44,40"	0,17	0,03	0,06
HSRF	UCA	Santa Tecla	13° 40' 15,60"	89° 16' 44,40"	0,04	0,01	0,04
UTON	UCA	Tonacatepeque	13° 46' 40,80"	89° 06' 50,40"	1,60	0,74	1,03
HSTR	UCA	Zacatecoluca	13° 31' 01,20"	88° 52' 08,40"	1,19	0,89	1,32

<sup>a</sup> GESAL - Geotérmica Salvadoreña; UCA - Universidad Centroamericana José Simeón Cañas.

<sup>b</sup> I<sub>A</sub> - Intensidad de Arias calculada para las tres componentes de registro.

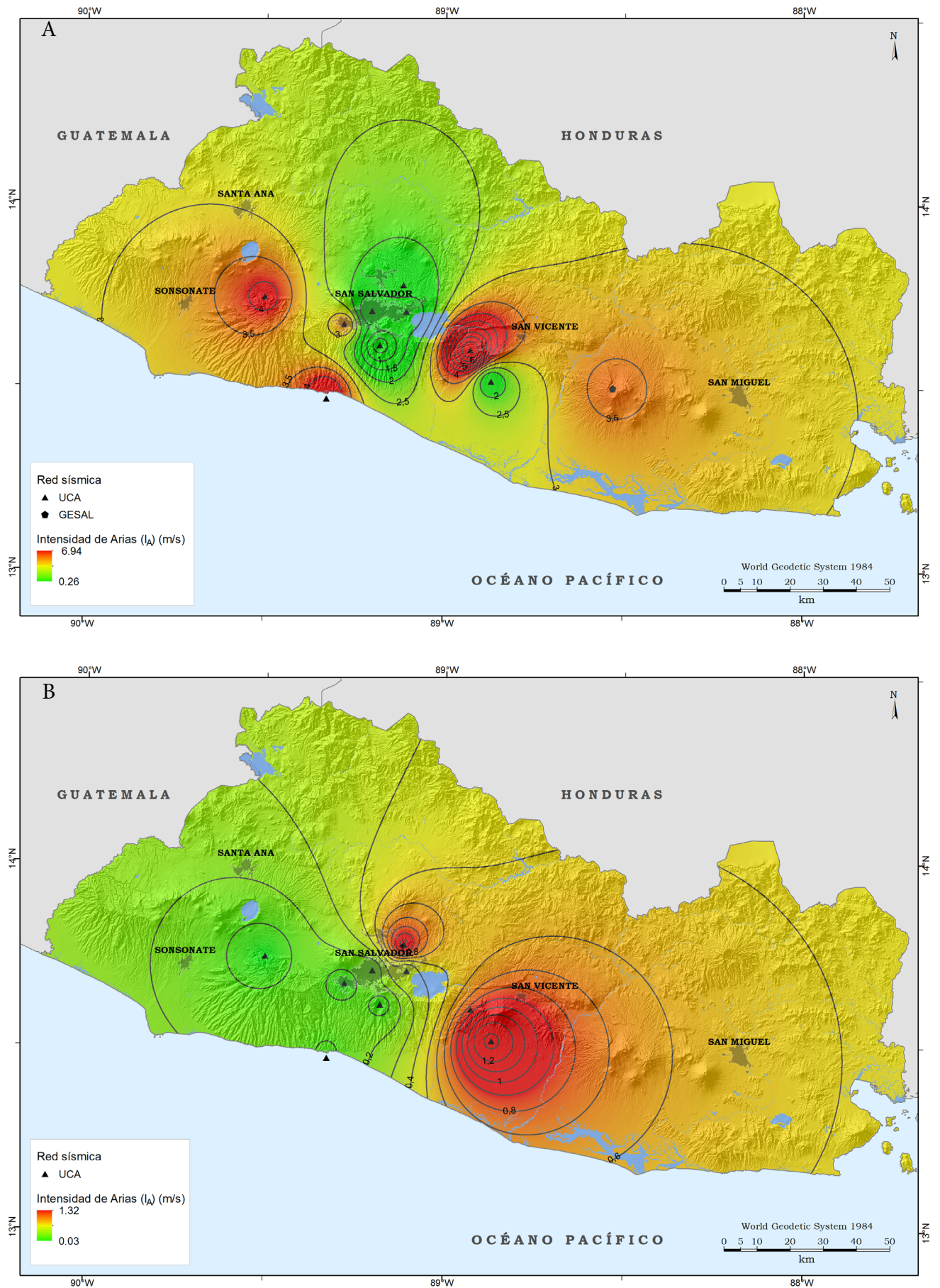


Figura 5.8: Mapas de intensidad de Arias ( $I_A$ ) de El Salvador. Escenarios sísmicos del (a) 13 de Enero y del (b) 13 de Febrero de 2001.



### 5.2.3.2. Estimación del desplazamiento de Newmark a partir de la relación de aceleración crítica ( $a_c$ /PGA)

En segundo lugar se han calculado, para todos los escenarios sísmicos, los mapas de susceptibilidad mediante la relación de aceleración [Jibson, 2007]:

$$\log D_N = 0,215 + \log \left[ \left( 1 - \frac{a_c}{PGA} \right)^{2,341} \left( \frac{a_c}{PGA} \right)^{-1,438} \right] \quad (5.3)$$

### 5.3. Análisis de susceptibilidad mediante la aplicación del método basado en el Coeficiente de Susceptibilidad (CSU)

Además de estudiar la susceptibilidad a sufrir inestabilidades cosísmicas en El Salvador mediante el método de Newmark modificado, se ha llevado a cabo un análisis de susceptibilidad mediante el coeficiente de susceptibilidad (CSU) [Tsige *et al.*, 2012] que consiste en la comparación del movimiento fuerte del terreno (PGA) experimentado con la aceleración crítica ( $a_c$ ) característica de las laderas.

$$CSU = \frac{a_c}{PGA} \quad (5.4)$$

### 5.4. Escenarios sísmicos

Como ya se ha comentado, el análisis de susceptibilidad se ha realizado considerando 6 escenarios sísmicos distintos que se agrupan en tres tipos: probabilista, reales y deterministas.

Para el escenario probabilista se ha utilizado el mapa de peligrosidad sísmica en términos de aceleración máxima (PGA) en roca para un periodo de retorno de 500 años calculado por Benito y Torres [2009] (Figura 5.9).

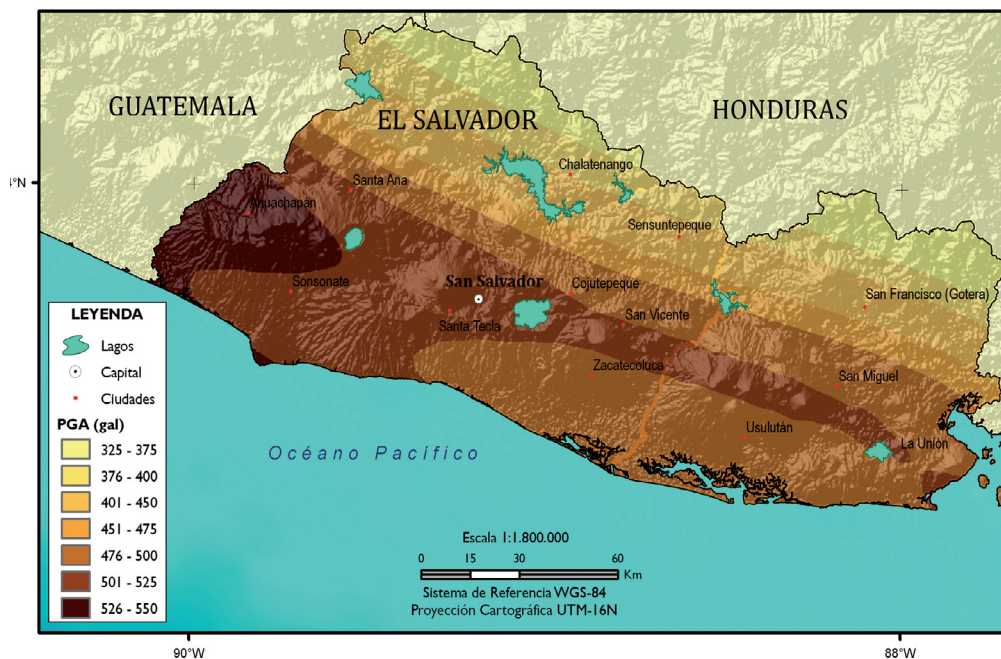


Figura 5.9: Mapa de amenaza sísmica de El Salvador expresada en términos de PGA (gal) para un periodo de retorno de 500 años. [Benito y Torres, 2009].

Los escenarios reales corresponden a los PGA's registrados durante los terremotos del 13 de Enero y 13 de Febrero de 2001 (Figura 5.10).

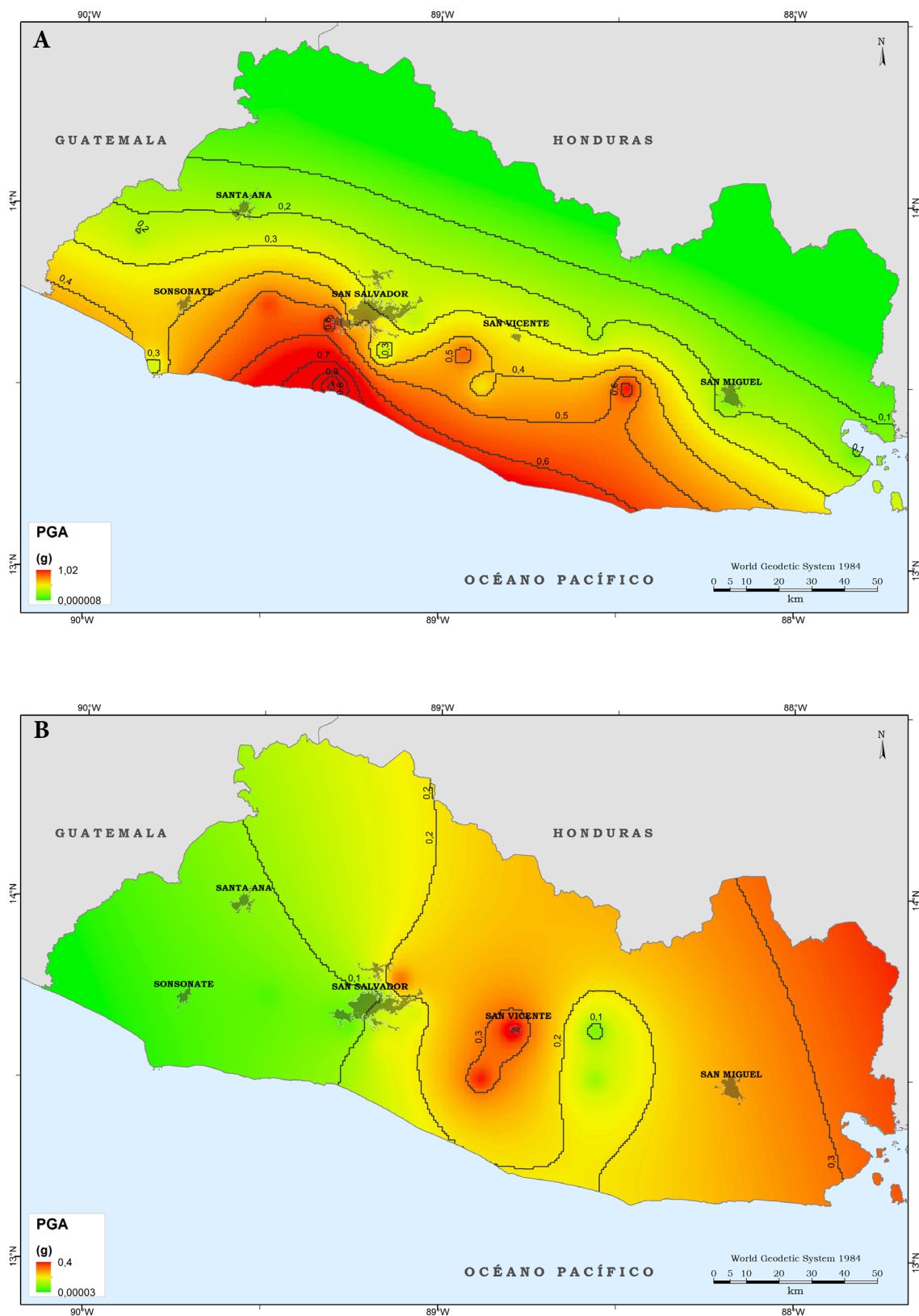


Figura 5.10: Mapas de PGA para los escenarios sísmicos correspondientes a los terremotos ocurridos el (a) 13 de Enero (b) y el 13 de Febrero de 2001.

En el grupo de escenarios deterministas se encuadran los mapas de PGA correspondientes a tres posibles rupturas dentro de la ZFES: segmento de Guaycume, segmento de El Triunfo, y la combinación de los segmentos San Vicente, Lempa y El Triunfo. Este último escenario representa un caso extremo del que *Canora et al.* [2014] encuentran evidencias en estudios paleosísmicos, análisis morfotectónicos y trabajos de cartografía, y que implica la posible ocurrencia de terremotos de hasta  $M_w$  7,2.

Las aceleraciones del terreno (PGA) correspondientes a estos escenarios (Figura 5.11) han sido calculadas por *Alonso-Henar et al.* [2014] mediante la relación empírica propuesta por *Schmidt* [2010] para Centro América. La elección de dicha ley de atenuación se hizo tras observarse la buena correlación existente al comparar los resultados con el mapa de aceleración del terremoto de  $M_w$  6,6 del 13 de Febrero de 2001, pues las aceleraciones obtenidas reproducen una ruptura similar.

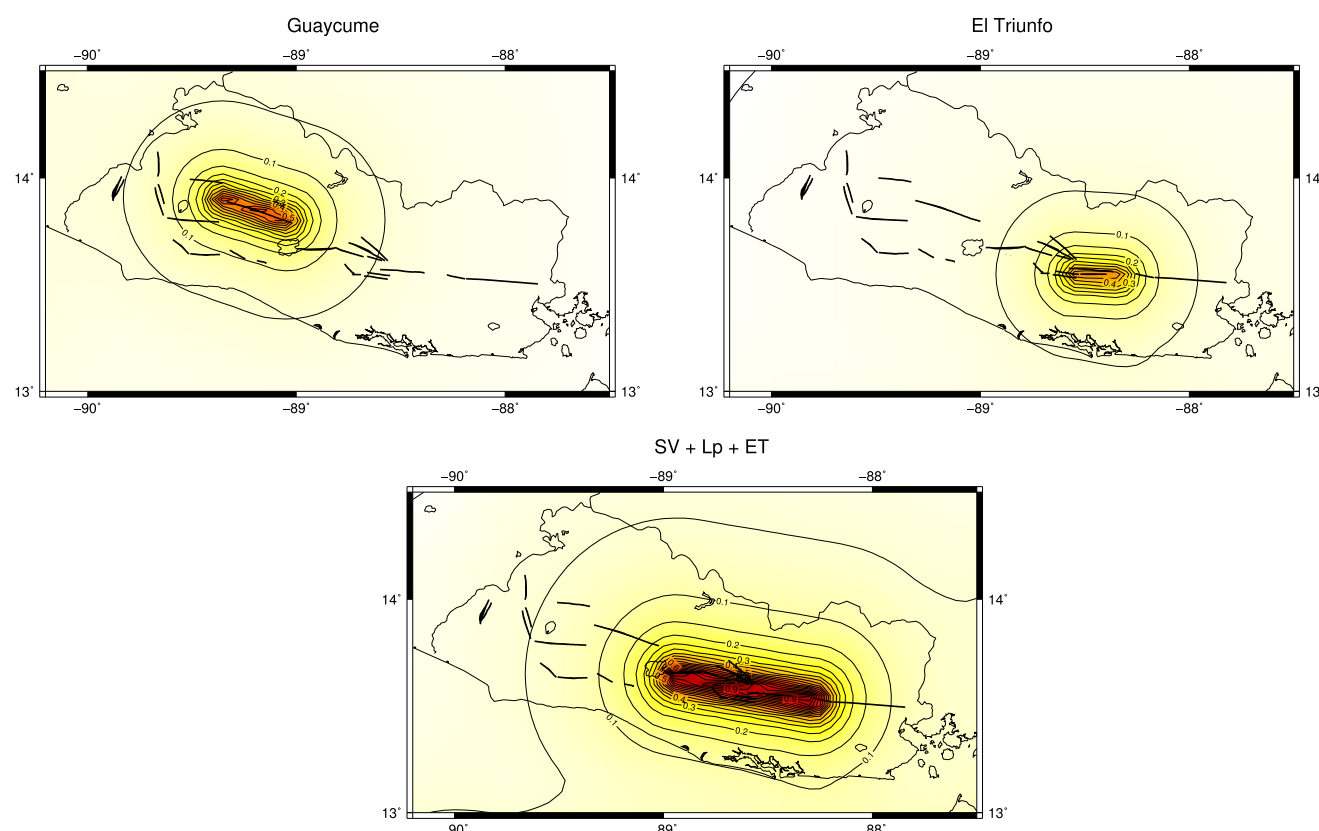


Figura 5.11: Mapas de PGA para los escenarios sísmicos propuestos por Alonso-Henar [2014]. SV: San Vicente; Lp: Lempa; ET: El Triunfo. [Alonso-Henar, 2015].

## 5.5. Efecto sitio: amplificación litológica

El análisis de susceptibilidad de inestabilidades de ladera cosísmicas se ha completado introduciendo el efecto por amplificación litológica.

Para la obtención del factor de amplificación se ha partido de la clasificación litológica-geotécnica realizada para el cálculo del factor de seguridad, que está en consonancia con los criterios empleados por *Borcherdt* [1994]. Se han asignado a cada grupo valores de ondas de corte ( $V_s$ ) representativos, a partir de los cuales se han obtenido los correspondientes factores de amplificación (Tabla 5.4) aplicando la Ecuación 3.15 [Borcherdt, 1994]. Pese a que en la tabla se presentan tres valores de factor de amplificación, sólo se han calculado los nuevos mapas de susceptibilidad considerando el valor medio (correspondiente a la velocidad media de ondas de corte) con el objetivo de realizar un estudio conservador.

Tabla 5.4: Velocidades de ondas de corte y factores de amplificación litológica de los distintos grupos litológico-geotécnicos.

Grupo litológico-geotécnico	$V_s$ (m/s) <sup>a</sup>				$F_a$ <sup>c</sup>		
	Min	Med	Max	DH <sup>b</sup>	Min	Med	Max
I. Roca dura	760	1.130	1.500		1	1	1
II. Roca media	760	1130	1500		1	1	1
III. Roca blanda	360	560	760	390-620	1	1	1
IV. Suelo duro	250	300	350		1,3	1,7	1,7
V. Suelo medio	200	275	350	120-370	1,6	1,6	2
VI. Suelo blando	100	150	200		1,6	1,8	2
VII. Suelo muy blando	<100	<100	<100	110	2	2,6	3
VIII. Suelo no consolidado	<100	<100	<100		1	1	1

<sup>a</sup> Velocidad de ondas de corte.

<sup>b</sup> Velocidad de ondas de corte obtenida del ensayo down-hole.

<sup>c</sup> Factor de amplificación.

Los mapas de PGA's amplificadas se muestran en las figuras 5.12-14.

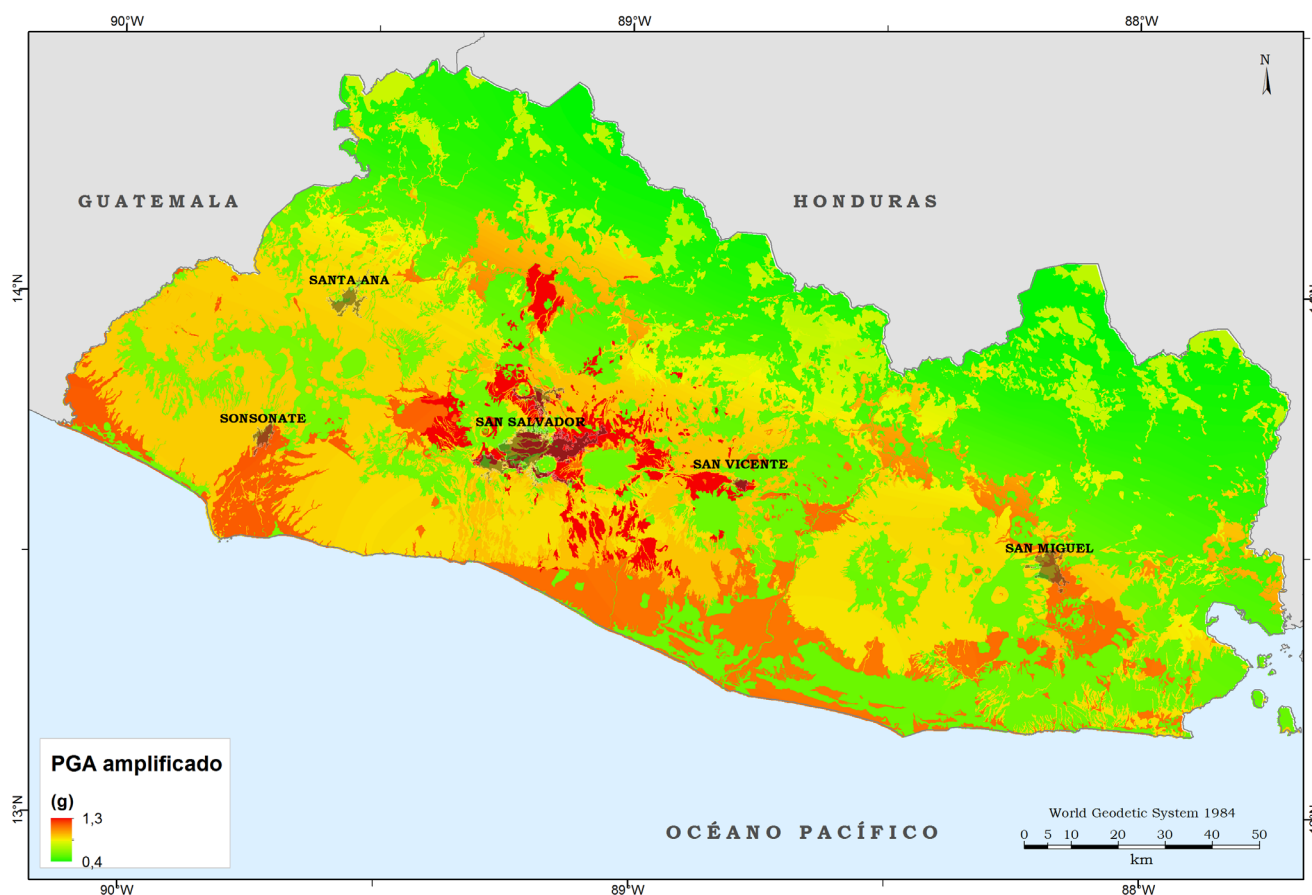


Figura 5.12: Mapa de PGA amplificada por efecto litológico para el escenario sísmico probabilista para un periodo de retorno de 500 años.



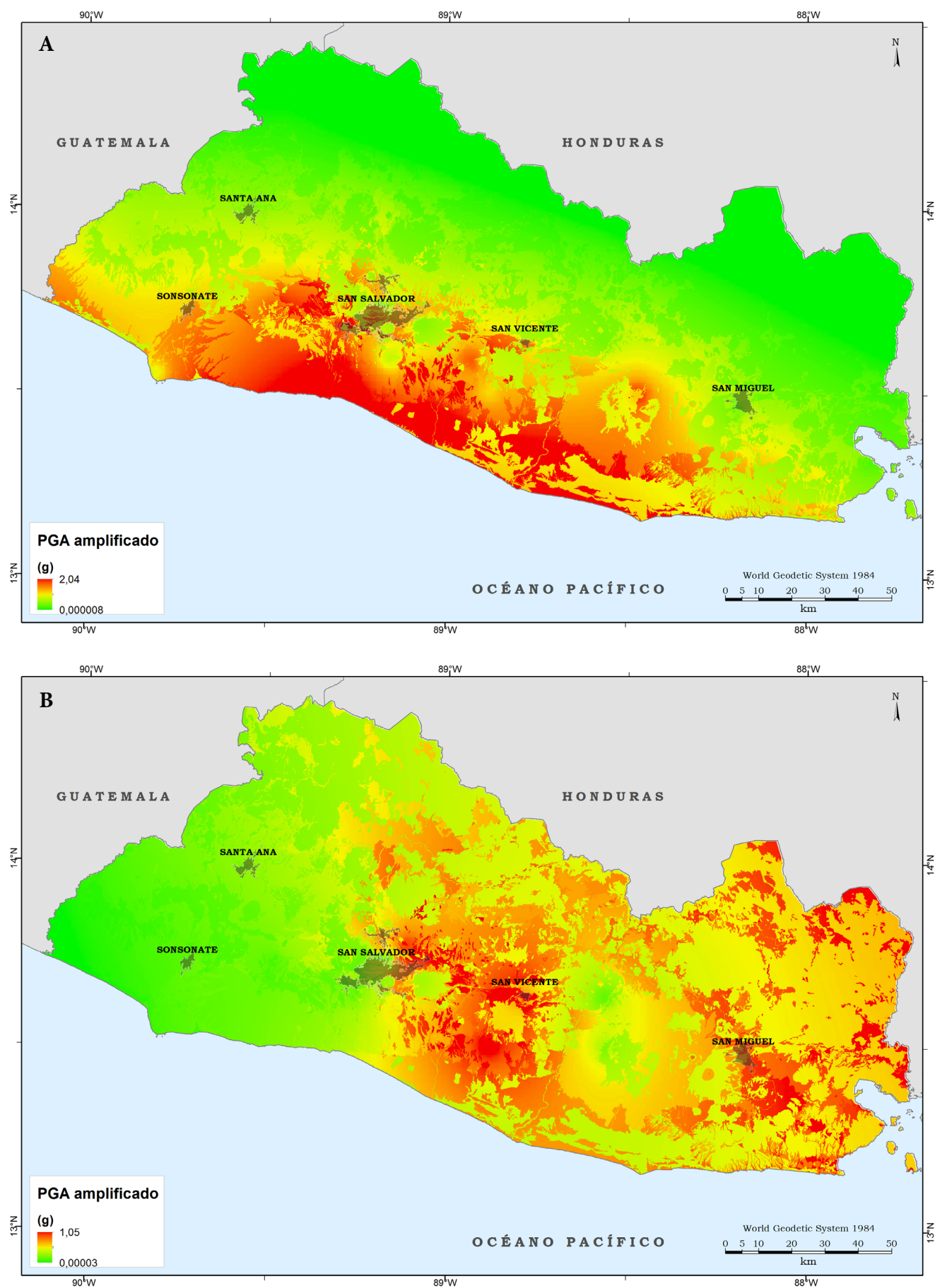


Figura 5.13: Mapas de PGA amplificada por efecto litológico para los escenarios sísmicos correspondientes a los terremotos ocurridos el (a) 13 de Enero (b) y el 13 de Febrero de 2001.

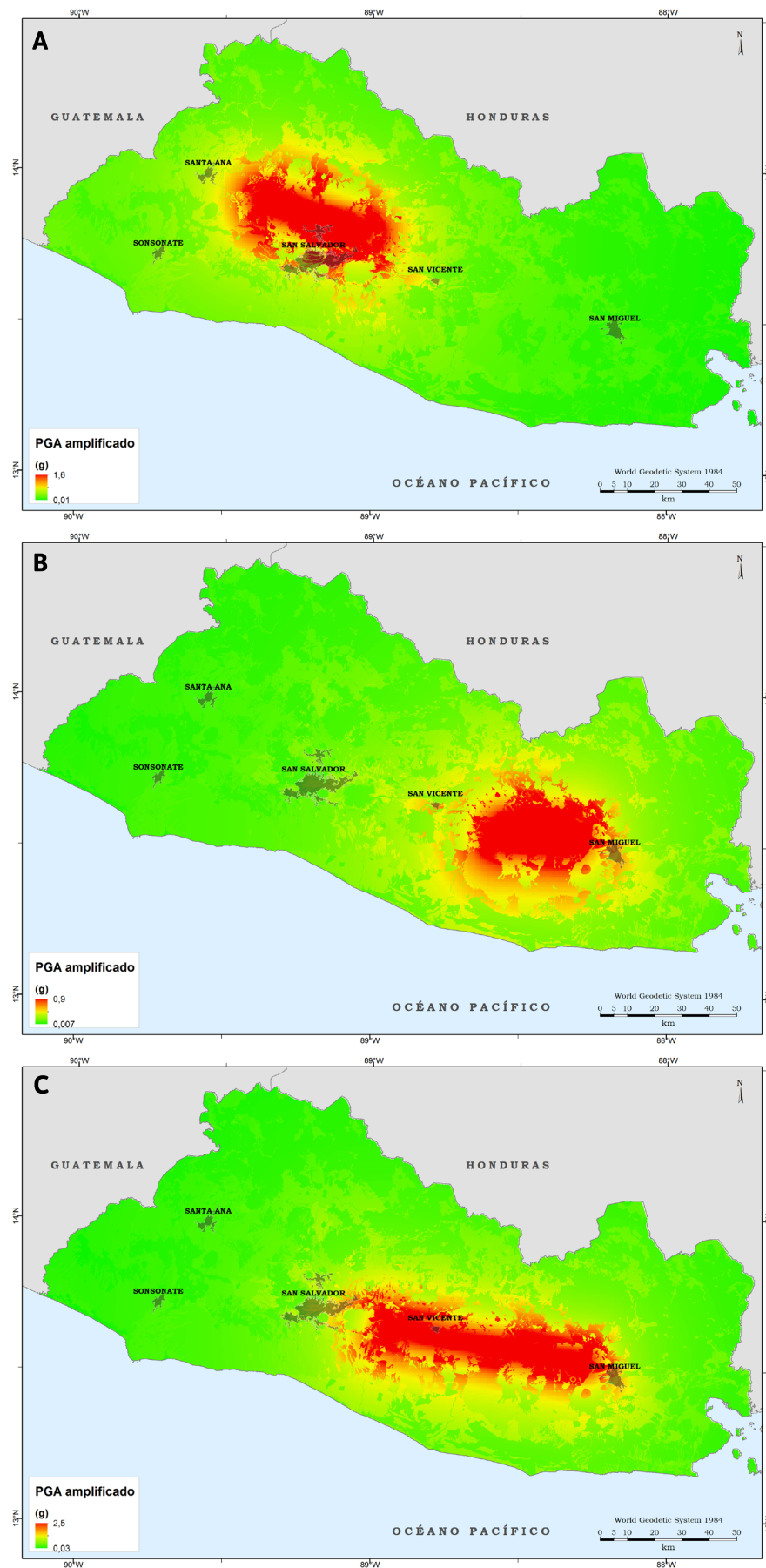


Figura 5.14: Mapas de PGA amplificada por efecto litológico para los escenarios sísmicos correspondientes a la ruptura de (a) Guaycume, (b) El Triunfo, (c) San Vicente-Lempa-El Triunfo.

## 5.6. Resultados

El empleo de los dos métodos de análisis de susceptibilidad en diversos escenarios sísmicos, y contemplando efectos de amplificación litológica ha resultado en un gran número de mapas de susceptibilidad que se presentan a continuación.

Es preciso aclarar que el umbral inferior de desplazamiento de Newmark que hemos empleado para considerar la condición de susceptibilidad ha sido  $D_N < 1$  cm debido al carácter frágil de los materiales geológicos involucrados en las inestabilidades y que está apoyado en observaciones realizadas en las inestabilidades.

### 5.6.1. Mapas de susceptibilidad obtenidos mediante el método de Newmark modificado

En primer lugar se han calculado los mapas de susceptibilidad empleando las dos expresiones basadas en la intensidad de Arias [Jibson *et al.*, 1998, 2000; Jibson 2007] (Ecuaciones 5.1 y 5.2) y considerando únicamente los escenarios reales, pues sólo se dispone de datos de  $I_A$  para estos escenarios. Las figuras 5.15 y 5.16 muestran dichos mapas.

De acuerdo al cálculo realizado con la expresión de Jibson *et al.* [1998, 2000] y considerando el escenario sísmico del 13 de Enero de 2001 (Figura 5.15 a), los  $D_N$  resultantes varían entre casi menos de 1 cm y más de 10 cm, traduciéndose en una susceptibilidad de baja a alta. La inmensa mayoría del territorio tiene una susceptibilidad media-baja ( $D_N$  inferiores a 1 cm) representada con colores verde oscuro, y que coincide en gran parte con las zonas donde afloran las rocas blandas a duras. Los mayores desplazamientos (colores naranja-rojo), y por tanto las zonas más susceptibles de generar movimientos de ladera por efecto sísmico, se localizan en la parte central del país, entre las ciudades de San Salvador y San Vicente, y en algunas de las montañas del norte. Las zonas con una susceptibilidad intermedia (color amarillo) se entremezclan con las más susceptibles, aunque existe una franja clara en la zona de manglares.

Empleando la relación empírica propuesta por Jibson [2007] los desplazamientos predichos así como su distribución (Figura 5.15 b) son similares a los que resultan de aplicar la otra expresión, aunque predice una menor área con valores superiores a 1 cm (zonas de colores naranja-rojo), es decir, según esta relación existen menos zonas susceptibles. En definitiva, esta expresión identifica las mismas zonas como susceptibles pero les asigna un valor cualitativo menor.

En ambos casos, los mayores desplazamientos se dan en las zonas con mayores relieves (laderas de los volcanes, barrancos en sus faldas, y crestas de las calderas) coincidiendo con la presencia de los suelos.



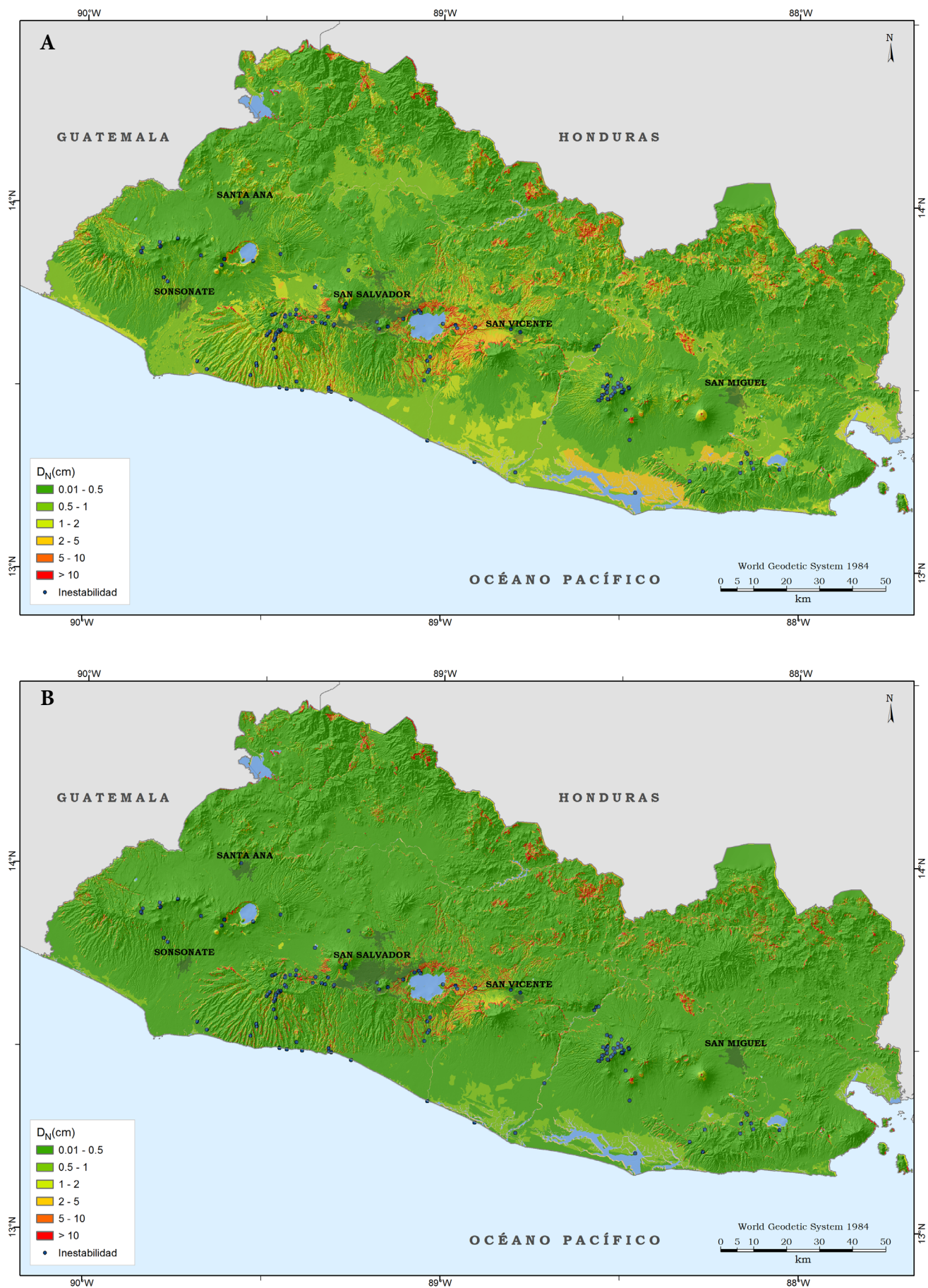


Figura 5.15: Mapas de desplazamiento de Newmark estimados a partir de la intensidad de Arias ( $I_A$ ) para el escenario del 13 de Enero de 2001 mediante las expresiones de (a) Jibson et al. [1998, 2000] y (b) Jibson [2007].

Aplicando la expresión de *Jibson et al.* [1998, 2000] y considerando el escenario sísmico del 13 de Febrero de 2001 (Figura 5.16 a), los  $D_N$  resultantes también están en el rango de menos de 1 cm a más de 10 cm. En la práctica totalidad del territorio se predicen desplazamientos inferiores a 1 cm, indicando una susceptibilidad baja. Las zonas más susceptibles siguen apareciendo en la zona central y norte del país, aunque en mucha menor extensión en comparación con el evento de Enero.

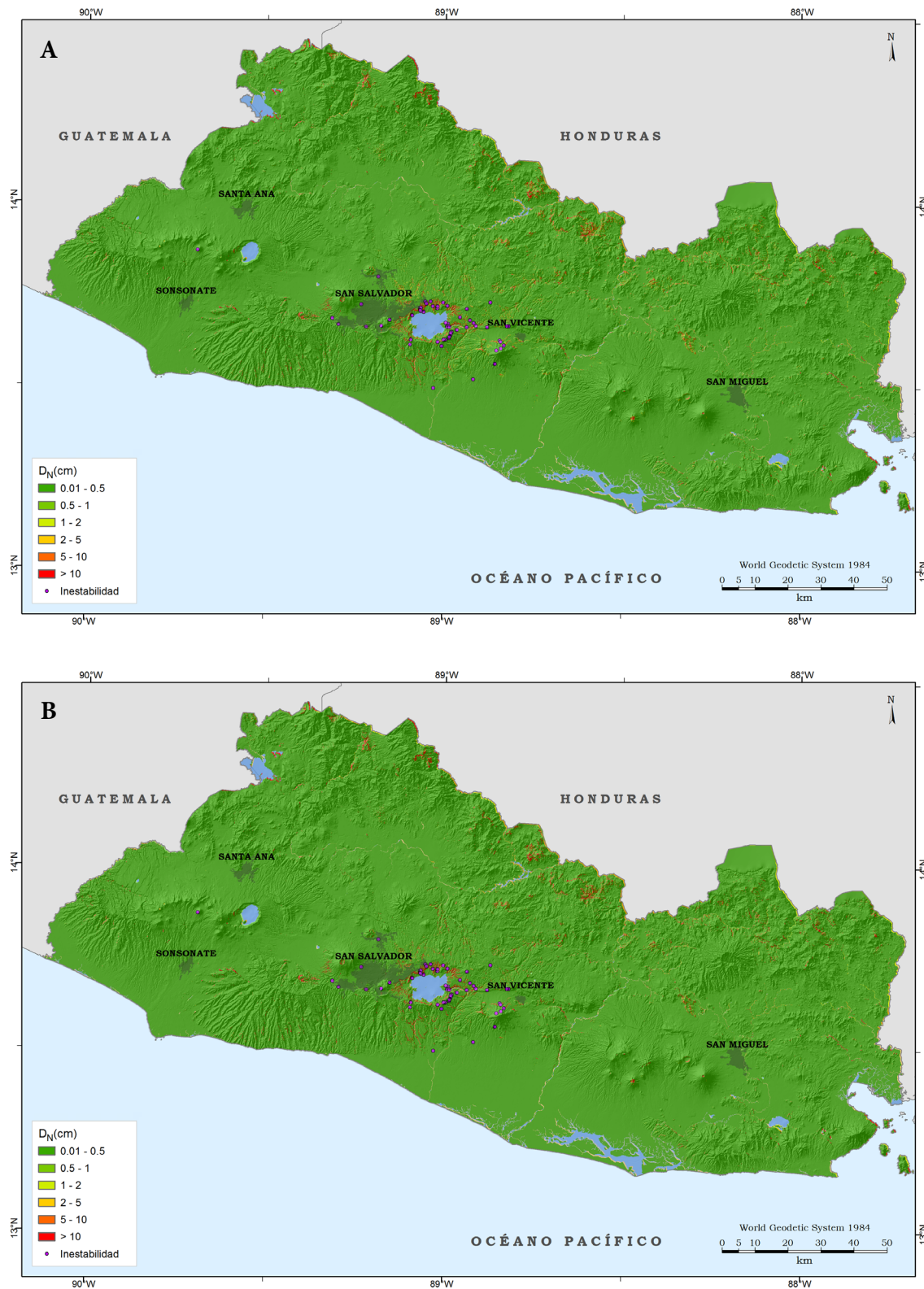


Figura 5.16: Mapas de desplazamiento de Newmark estimados a partir de la intensidad de Arias ( $I_A$ ) para el escenario del 13 de Febrero de 2001 mediante las expresiones de (a) *Jibson et al.* [1998, 2000] y (b) *Jibson* [2007].

Lo mismo sucede al realizar los cálculos con la relación empírica de *Jibson* [2007] (Figura 5.16 b), siendo las diferencias entre ambos mapas inapreciables. Al igual que en el caso de Enero, también esta ecuación predice menos áreas con desplazamientos superiores a 1 cm.

Por comparación de las inestabilidades inducidas por los terremotos de Enero y Febrero de 2001 con los mapas de desplazamiento de Newmark obtenidos para los escenarios reales y según las distintas expresiones de cálculo, podemos definir un valor umbral de  $D_N < 1$  como criterio cualitativo de la susceptibilidad para El Salvador.

A diferencia de lo que ocurre en otras zonas del mundo en las que se han llevado a cabo análisis de susceptibilidad mediante el método de *Newmark* [1965], en El Salvador el umbral para definir la susceptibilidad es inferior a las definidas por otros autores (*Wilson y Keefer* [1983, 1985]; *Wieczorek et al.* [1985]; *Jibson y Keefer* [1993]; *Jibson et al.* [2000]; *Romeo* [2000]; *Capolongo et al.* [2002]). Esto puede ser debido al comportamiento mecánico-dinámico de las litologías presentes en el país, especialmente de aquellas que afloran en la zona central, que presentan un doble comportamiento complejo como roca-suelo.

En segundo lugar se han calculado los mapas de susceptibilidad en todos los escenarios sísmicos mencionados aplicando la expresión basada en la relación de aceleración ( $a_c/PGA$ ) [*Jibson*, 2007] (Ecuación 5.3).

La Figura 5.17 muestra el mapa de susceptibilidad para los escenarios reales.



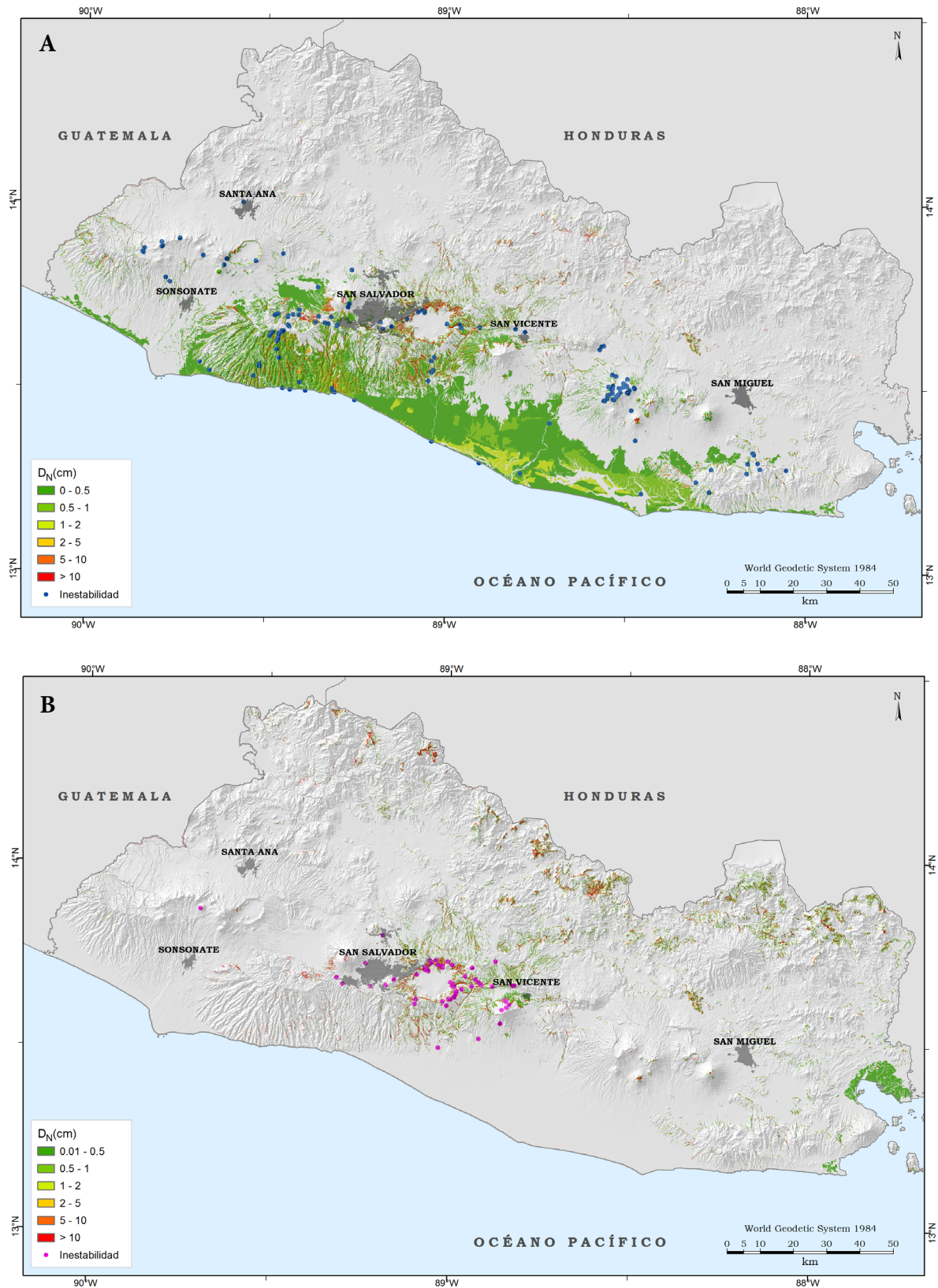


Figura 5.17: Mapas de desplazamiento de Newmark estimados a partir de la relación de aceleración ( $a_c/PGA$ ) mediante la expresión de Jibson [2007] para el escenario del (a) 13 de Enero de 2001 y el (b) 13 de Febrero de 2001.

La primera diferencia que se aprecia al comparar los mapas obtenidos al aplicar la Ecuación 5.3 propuesta por Jibson [2007] (Figura 5.17), con aquellos derivados de las Ecuaciones 5.1 y 5.2 (figuras 5.15 y 5.16), es el área donde no se predice ningún desplazamiento (áreas en gris), es decir, aquellas zonas que no son susceptibles. Esto se debe al proceso de cálculo en el que hay que truncar los resultados que arrojan un valor



de  $(a_c/PGA) \geq 1$ , de manera que el valor del primer paréntesis dentro del corchete sea siempre positivo y se pueda calcular el logaritmo decimal. Esta circunstancia está indicando, de forma lógica, que cuando  $(a_c/PGA) \geq 1$  no se produce la inestabilidad pues el PGA experimentado no supera a la  $a_c$  característica.

En el escenario de Enero (Figura 5.17 a), se aprecia cómo las zonas susceptibles se localizan principalmente en la mitad sur del país, existiendo zonas muy dispersas hacia el norte. Del mismo modo que con las ecuaciones basadas en la intensidad de Arias, las zonas más susceptibles ( $D_N > 5$  cm) (colores naranja-rojo) se concentran en las zonas de mayor relieve y en la zona central, ambas coincidentes con la presencia de suelos. Se puede decir entonces que ambas maneras de calcular el desplazamiento de Newmark coinciden en la predicción de las zonas de mayores valores.

En el caso del terremoto de Febrero (Figura 5.17 b), las áreas susceptibles están muy dispersas, aunque se aprecian claramente dos zonas con mayor susceptibilidad, una central y otra al norte.

Tras considerar el efecto de la amplificación litológica, las zonas susceptibles de los mapas de la Figura 5.17 sufren modificaciones (Figura 5.18).

Como consecuencia de la amplificación litológica, en el escenario de Enero, aumentan en extensión las zonas susceptibles del sur y centro del país, no así las situadas en el norte, que apenas sufren modificación alguna. Del mismo modo, aumentan los niveles cualitativos de susceptibilidad, habiendo más zonas de elevada susceptibilidad (colores naranja-rojo) en la parte central del país, especialmente en aquellas próximas a núcleos urbanos.

En Febrero, la modificación de la susceptibilidad es más acusada, sobre todo en cuanto a la mayor extensión de zonas susceptibles. El volcán San Vicente experimenta un cambio notable, pues por causa de la amplificación prácticamente todas sus laderas que antes o no eran susceptibles o lo eran en un nivel bajo, ahora pasan a tener una susceptibilidad media (colores amarillo-naranja). Lo mismo sucede en la ciudad de San Salvador en su parte más cercana a Ilopango. Donde antes el mapa de susceptibilidad no señalaba nada, ahora se vuelven susceptibles esas zonas de la ciudad. También llama la atención la mayor cantidad de zonas susceptibles en la región montañosa del norte. En esencia son las mismas zonas que sin amplificación, pero han aumentado en tamaño y en nivel de susceptibilidad.

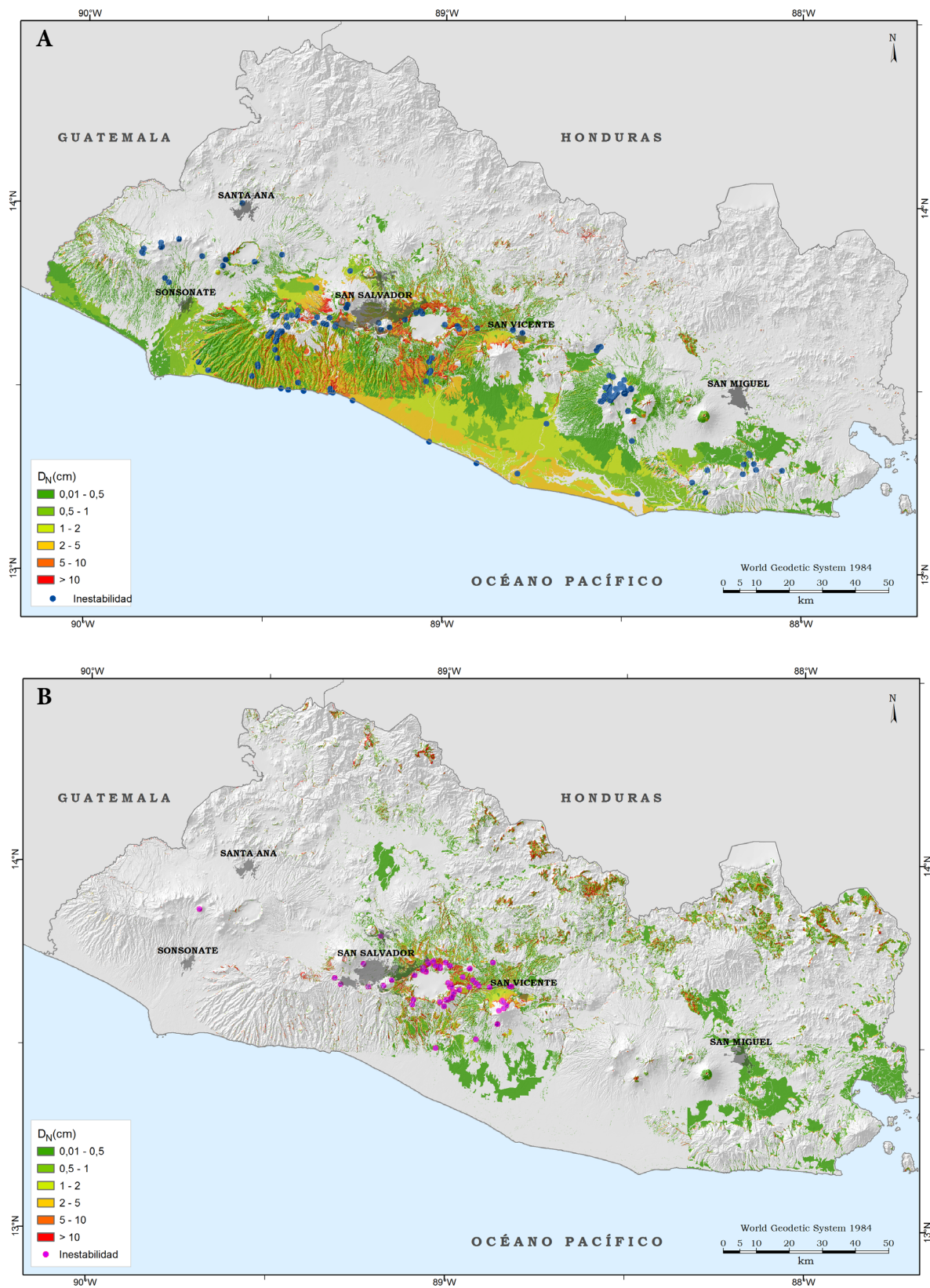


Figura 5.18: Mapas de desplazamiento de Newmark estimados a partir de la relación de aceleración ( $a/PGA$ ) mediante la expresión de Jibson [2007] considerando el PGA amplificado en el escenario del (a) 13 de Enero de 2001 y en el del (b) 13 de Febrero de 2001 .

A continuación se ha calculado el mapa de susceptibilidad correspondiente al escenario probabilista basado en el mapa de PGA para un periodo de retorno de 500 años (Figura 5.19 a).

Este mapa muestra amplias zonas donde se predicen fundamentalmente desplazamientos inferiores a 1 cm (baja susceptibilidad). Los máximos valores ( $D_N > 10$  cm) (colores naranja-rojo), y por tanto la mayor susceptibilidad, se localizan en la parte central del país, en torno al lago Ilopango, y en las zonas montañosas del norte.

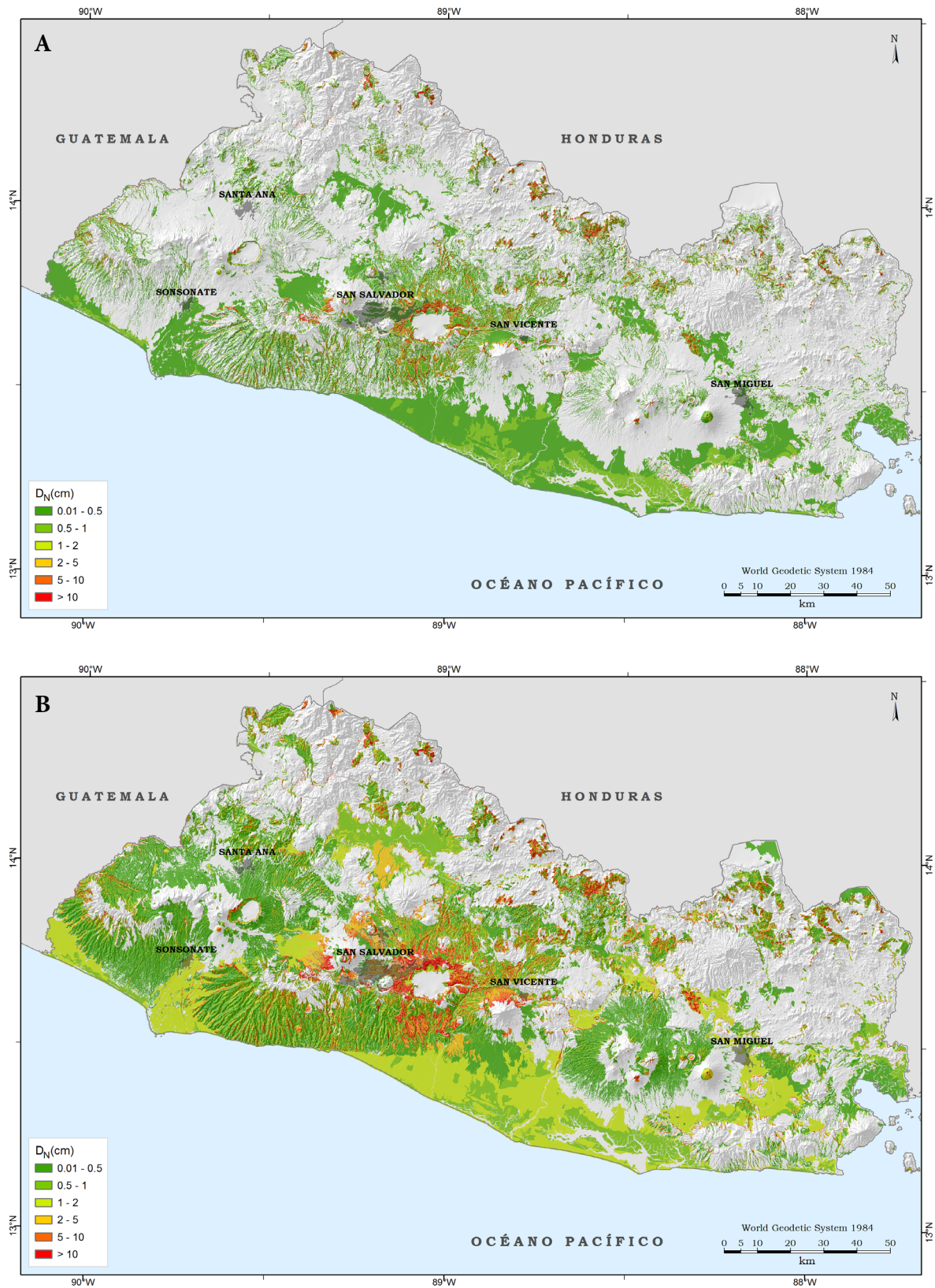


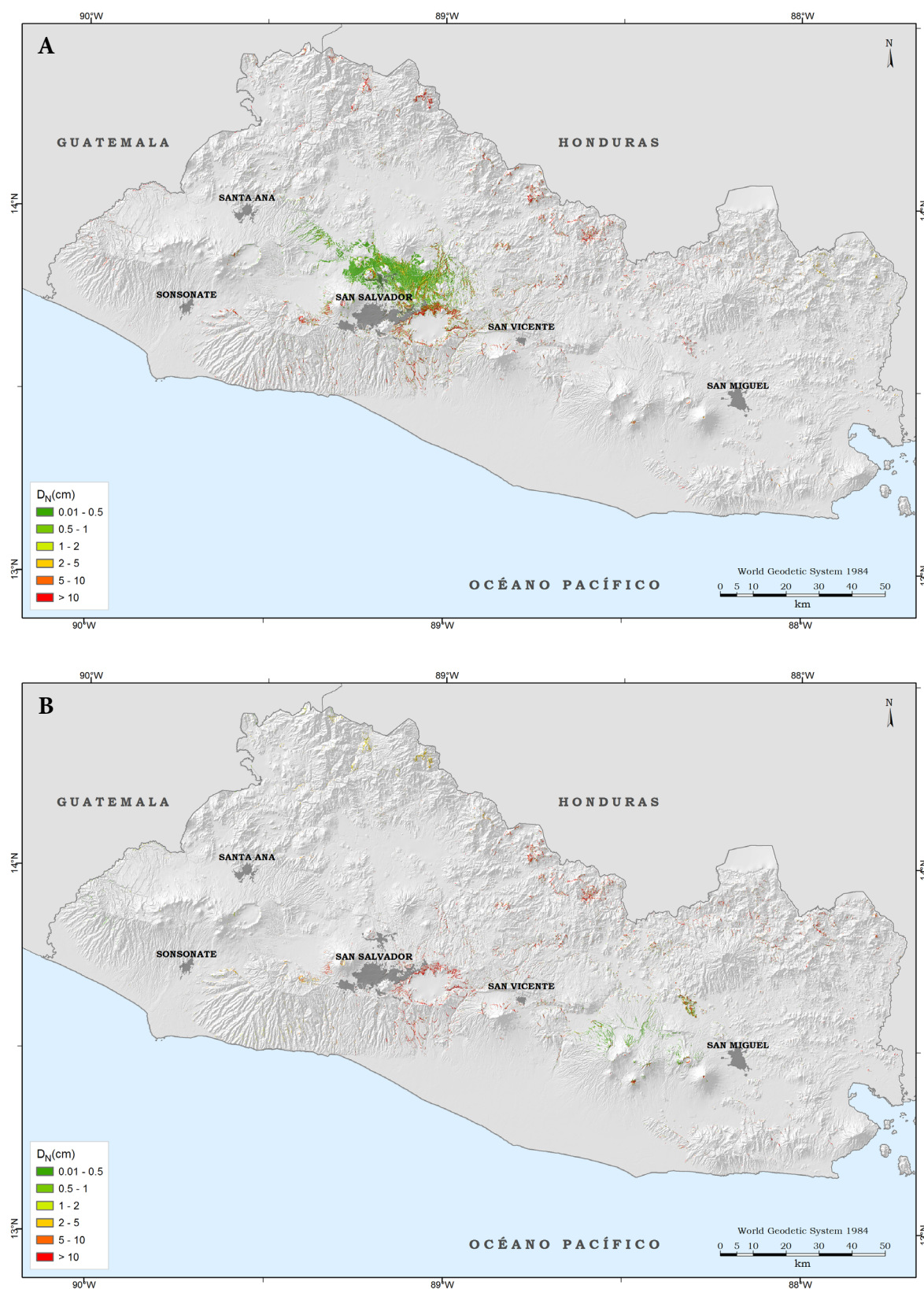
Figura 5.19: Mapa de desplazamiento de Newmark ( $D_N$ ) de El Salvador tras considerar el escenario sísmico correspondiente al (a) PGA calculado para el periodo de retorno de 500 años, y (b) al PGA amplificado por efecto litológico para el mismo periodo de retorno.

Considerando la amplificación litológica (Figura 5.19 b) se produce un incremento considerable en la extensión de las zonas más susceptibles (color rojo) en la parte central y norte del país, alcanzándose



zonas habitadas, como es el caso de San Salvador o San Vicente, que tenía una susceptibilidad menor sin considerar la amplificación.

Por último, en la Figura 5.20 se recogen los tres mapas de susceptibilidad resultantes de considerar las rupturas de tres segmentos de la ZFES.



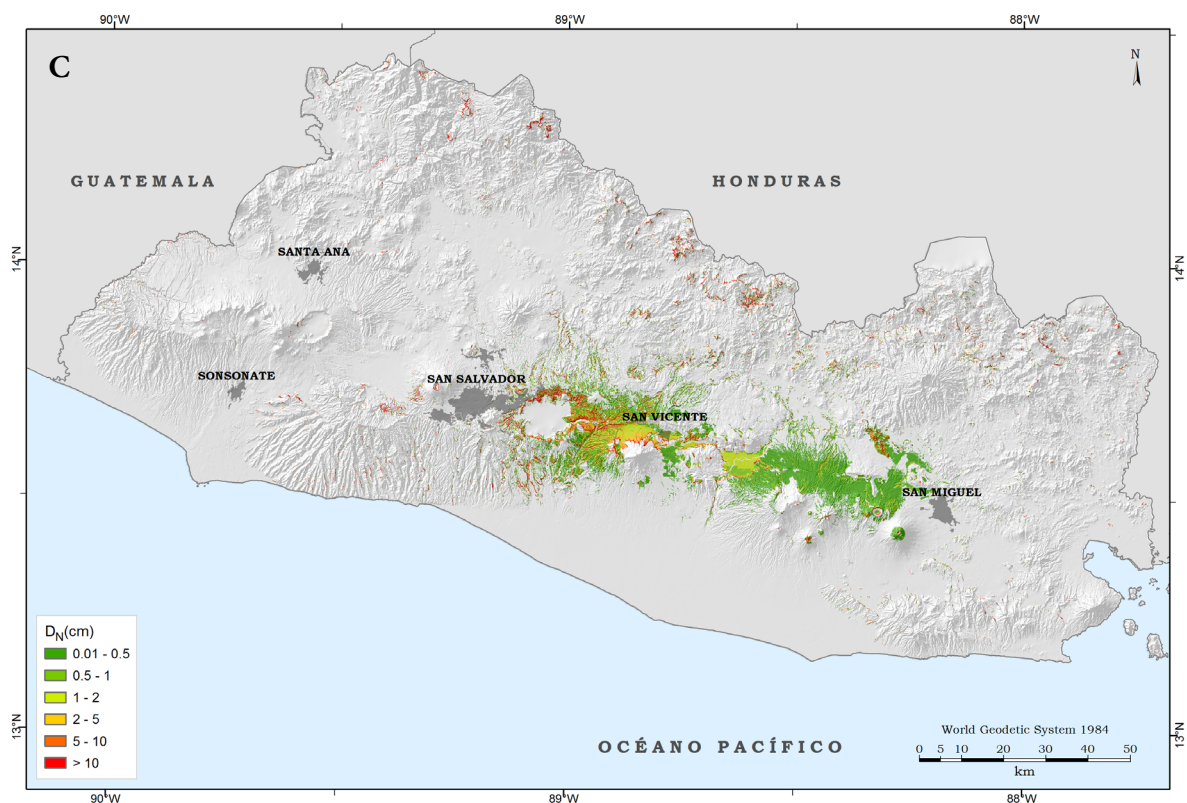


Figura 5.20: Mapas de desplazamiento de Newmark ( $D_N$ ) de El Salvador para los escenarios sísmicos correspondientes a las rupturas de (a) Guaycume, (b) El Triunfo, y (c) San Vicente-Lempa-El Triunfo.

En el mapa de susceptibilidad del escenario de la ruptura del segmento Guaycume (Figura 5.20 a), situado al norte de la ciudad de San Salvador, se observa una gran concentración de zonas susceptibles, (aunque poco, pues su  $D_N < 1$  cm) sobre el propio segmento y en la zona de Ilopango. Los mayores valores de desplazamiento no se alcanzan en la misma zona de la ruptura, sino en las laderas de la caldera de Ilopango ( $D_N > 5$  cm) y en las montañas del norte, aunque en éstas se encuentran muy dispersas.

En el caso del segmento El Triunfo (Figura 5.20 b), localizado entre San Vicente y San Miguel, llama la atención, en primer lugar, que apenas hay zonas susceptibles, y en segundo lugar, que los valores de desplazamiento más bajos (color verde oscuro) se dan en la zona de la propia ruptura, mientras que los mayores valores (colores naranja-rojo) se alcanzan en la zona del lago Ilopango, situada decenas de kilómetros al oeste, y en las Montañas Fronterizas al norte. En cualquier caso, se aprecia que las zonas susceptibles a sufrir inestabilidades cosísmicas se localizan en su mayoría en las zonas con mayores relieves: las laderas de los volcanes erosionadas por la acción fluvial, y la caldera de Ilopango.

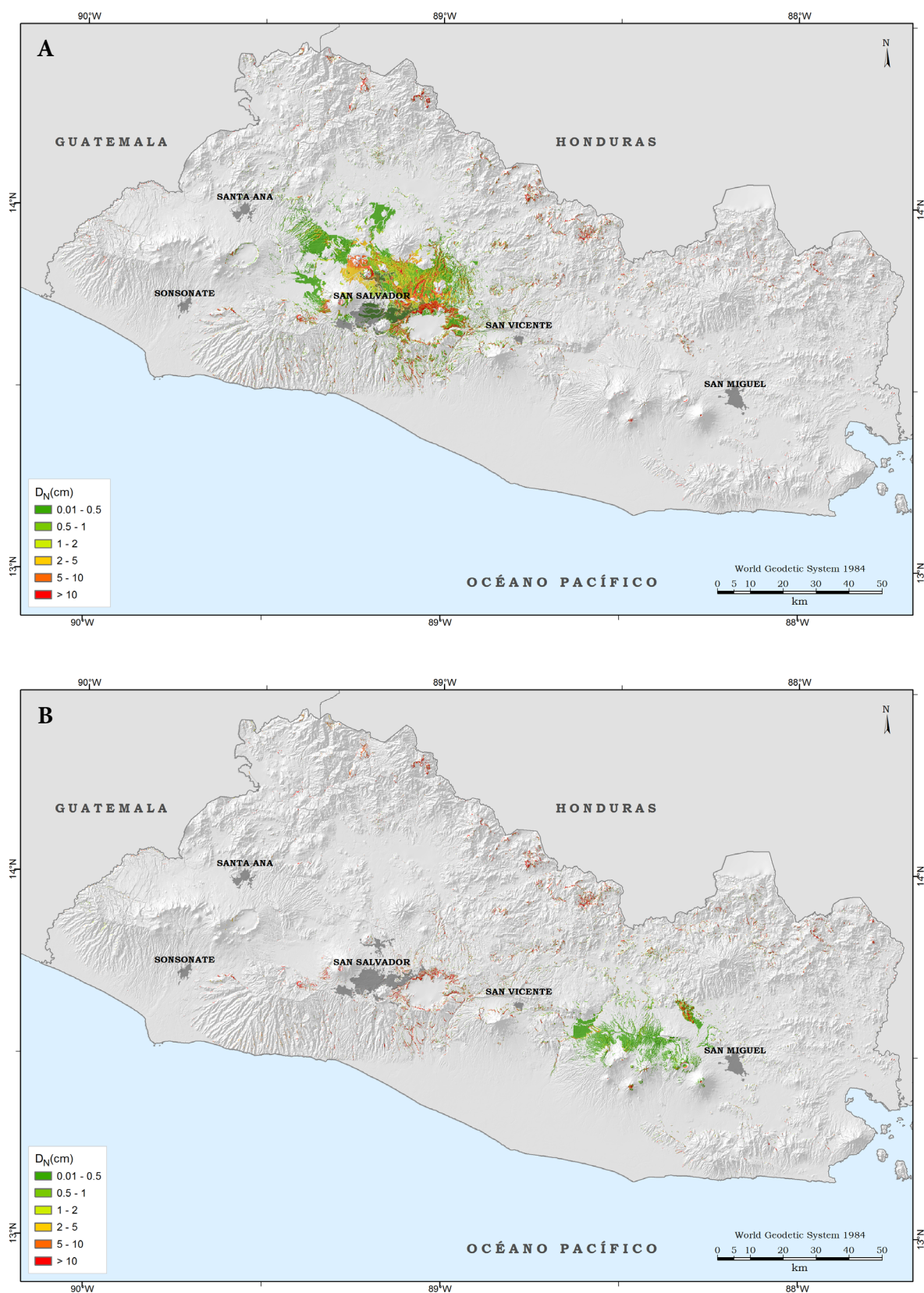
En cuanto al escenario más catastrófico, del que se tienen evidencias paleosísmicas, correspondiente a la ruptura conjunta de tres segmentos de la ZFES (San Vicente, Lempa, y Berlín) (Figura 5.20 c), es en el que se predicen, con diferencia, más zonas susceptibles. Todas ellas se localizan sobre la zona que comprende la ruptura. De nuevo, los mayores valores de  $D_N$  (mayor susceptibilidad) se obtienen en la zona de Ilopango. Llama la atención la existencia de zonas susceptibles (color verde claro) en las zonas más llanas correspondientes a la cuenca del río Lempa y a la de San Vicente, ambas coincidentes con la presencia de suelos muy blandos a medios.

Tras considerar el efecto de la amplificación en estos tres escenarios, se produce una modificación sustancial de las zonas susceptibles (Figura 5.21). En todos los escenarios se produce un aumento notable tanto en la extensión de las zonas susceptibles como en el aumento del nivel de susceptibilidad.

En el escenario sísmico de la ruptura del segmento El Triunfo se produce un aumento significativo en el área de las zonas susceptibles (baja susceptibilidad) (Figura 5.21 b), concretamente en la zona situada



sobre el segmento, que sin amplificación llamaba la atención por las pocas áreas dibujadas. En el resto de zonas también aumentan las áreas susceptibles, pero no de forma tan significativa. No se aprecia un aumento significativo del nivel cualitativo de susceptibilidad.





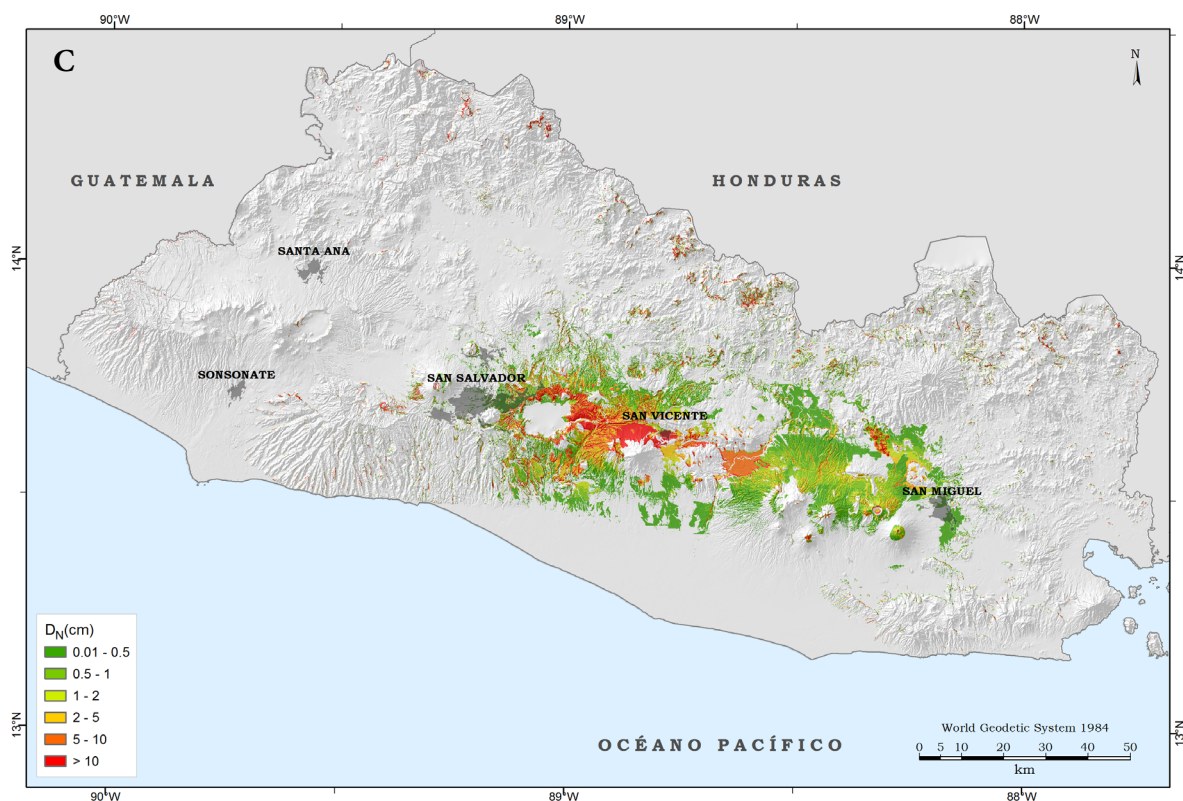


Figura 5.21: Mapas de desplazamiento de Newmark ( $D_N$ ) tras considerar el efecto de amplificación litológica en los escenarios sísmicos correspondientes a la ruptura de (a) Guaycume, (b) El Triunfo, y (c) San Vicente-Lempa-El Triunfo.

En los otros dos escenarios correspondientes a la ruptura de Guaycume y la combinación de los segmentos San Vicente-Lempa-El Triunfo (Figura 5.21 a y c respectivamente) también se produce un aumento de las áreas susceptibles, pero de una manera más dramática desde el punto de vista del riesgo por inestabilidades cosísmicas, pues los píxeles ocupan una proporción mucho mayor que en el escenario sin amplificación, y además, éstos pasan a estar presentes en las poblaciones de San Salvador y San Vicente. Esta situación se agrava porque también aumenta el nivel cualitativo de susceptibilidad.

### 5.6.2. Mapas de susceptibilidad obtenidos mediante el método del CSU

Después de aplicar el método de Newmark modificado se ha repetido el análisis de susceptibilidad empleando el método basado en la comparación del PGA experimentado con la  $a_c$  intrínseca del terreno y así definir de manera rápida y sencilla la susceptibilidad cualitativa de sufrir inestabilidades de ladera bajo la acción sísmica [Tsige *et al.*, 2012].

Al igual que en el método anterior, se ha calculado el mapa de coeficiente de susceptibilidad (CSU) en todos los escenarios (reales, probabilista y deterministas) y se ha considerado nuevamente la amplificación en todos ellos.

La Figura 5.22 muestra los mapas de CSU correspondientes a los escenarios reales.

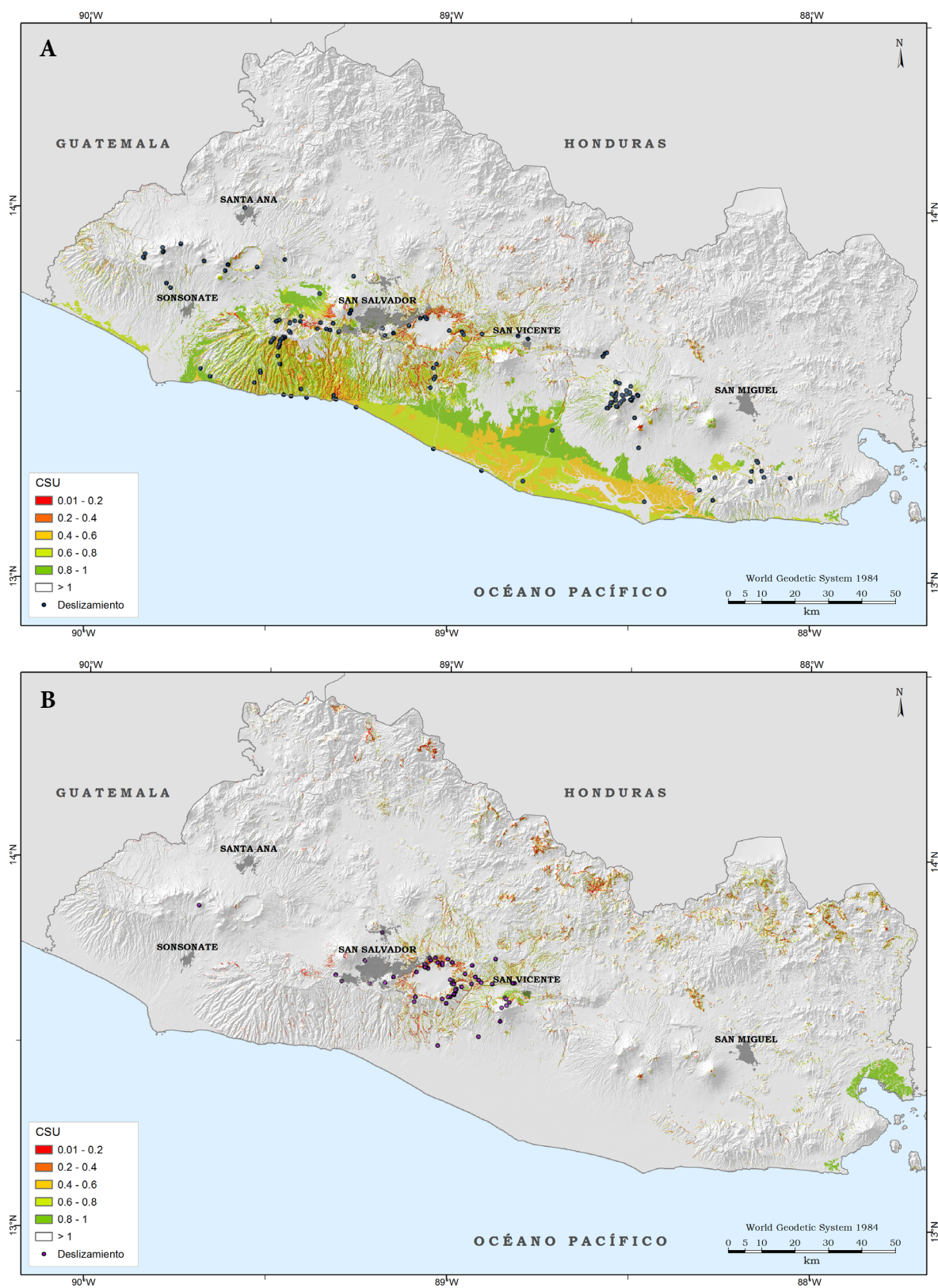


Figura 5.22: Mapas de coeficiente de susceptibilidad (CSU) de El Salvador para los escenarios sísmicos correspondientes al PGA (a) registrado el 13 de Enero de 2001 y (b) registrado el 13 de Febrero de 2001.

El mapa de coeficiente de susceptibilidad (CSU) de Enero muestra amplias zonas con un valor menor a 1, y por tanto susceptibles. Se localizan principalmente en la mitad sur del país. Las zonas más susceptibles, con un valor menor a 0,4 (color rojo) se concentran en torno al lago Ilopango, y en menor medida en la región montañosa del norte.

Los resultados para Febrero muestran una menor extensión de zonas susceptibles ( $CSU < 1$ ). Las zonas adyacentes a la caldera Ilopango siguen siendo las que tienen un coeficiente de susceptibilidad más bajo (valores menores a 0,4), y por tanto son más susceptibles. Respecto al escenario de Enero aumentan las zonas susceptibles en el norte.

Para el escenario de Enero y considerando la amplificación (Figura 5.23a) se produce un aumento apreciable tanto en las zonas susceptibles como en el nivel de susceptibilidad. Destaca la alta susceptibilidad de las zonas costeras y de la parte central del territorio (lago Ilopango) que ocupa claramente las dos principales ciudades del país, San Salvador y San Vicente. Sin embargo, la zona norte no parece sufrir modificaciones.



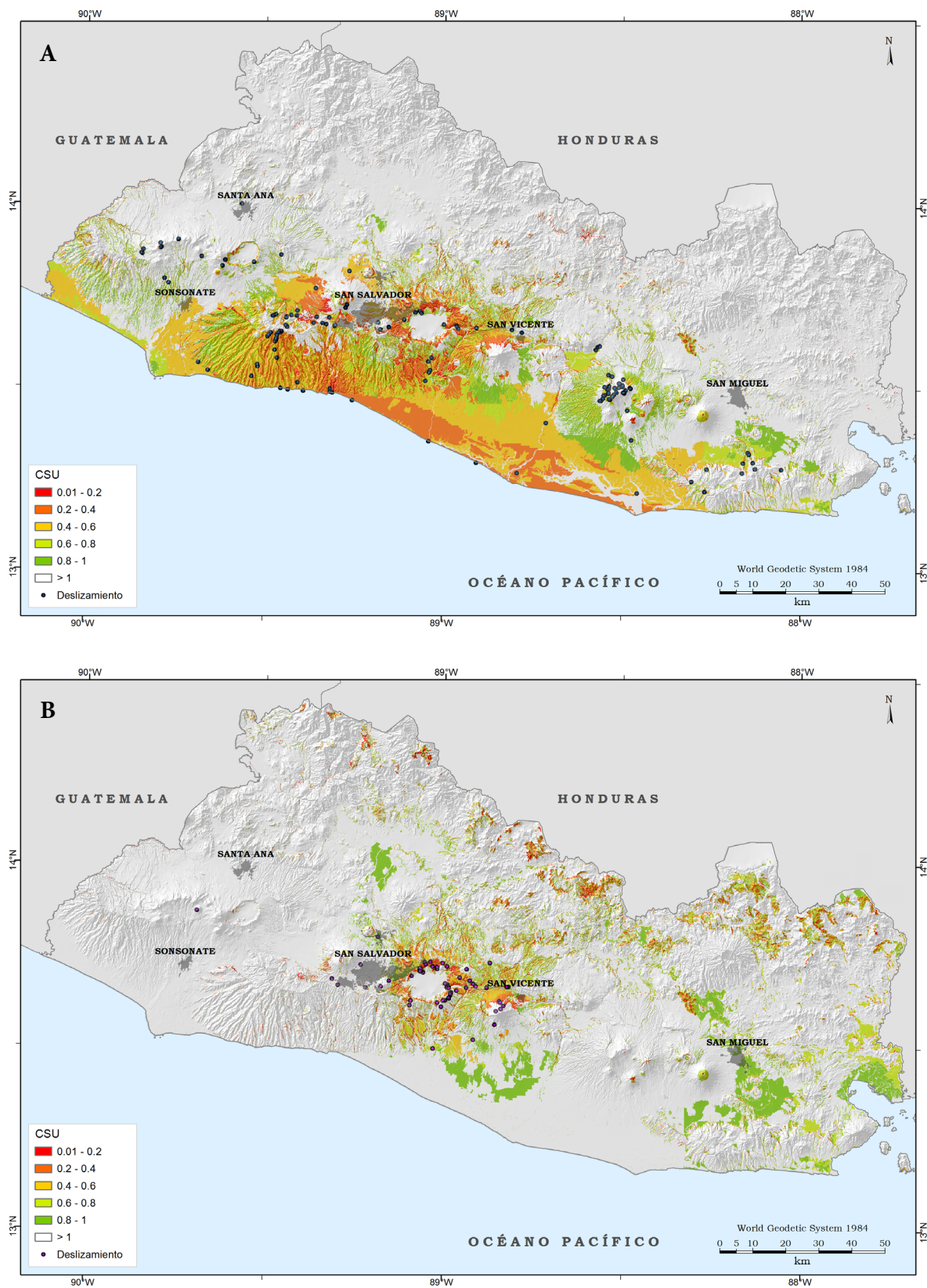


Figura 5.23: Mapas de coeficiente de susceptibilidad (CSU) de El Salvador para los escenarios sísmicos correspondientes al PGA (a) registrado el 13 de Enero de 2001 y amplificado, (b) registrado el 13 de Febrero de 2001 y amplificado.

En el caso de Febrero (Figura 5.23b) también se produce un cambio dramático desde el punto de vista de la peligrosidad, pues nuevamente se produce un aumento en la extensión de las zonas susceptibles y en el nivel de las mismas. San Vicente pasa a tener una susceptibilidad media-alta, al igual que Ilopango. La parte norte también sufre un aumento de zonas susceptibles.

El mapa de CSU para el escenario probabilista (Figura 5.24a) es el que con diferencia muestra más zonas susceptibles, y que en líneas generales coinciden con aquellas ya predichas en los escenarios sísmicos anteriores, destacando de nuevo la zona de Ilopango y las montañas del norte como las más susceptibles a sufrir inestabilidades cosísmicas.

Si en este escenario se considera el efecto de la amplificación litológica (Figura 5.24b) el nuevo mapa resulta ser el que muestra más zonas susceptibles y con mayor nivel de cuantos se han presentado en este estudio. Tanto la zona costera como central y gran parte de la norte, muestran coeficientes inferiores a 0,4 (susceptibilidad media), restringiéndose los valores más bajos ( $CSU < 0,2$ ) a los alrededores de Ilopango y parte este de San Salvador.

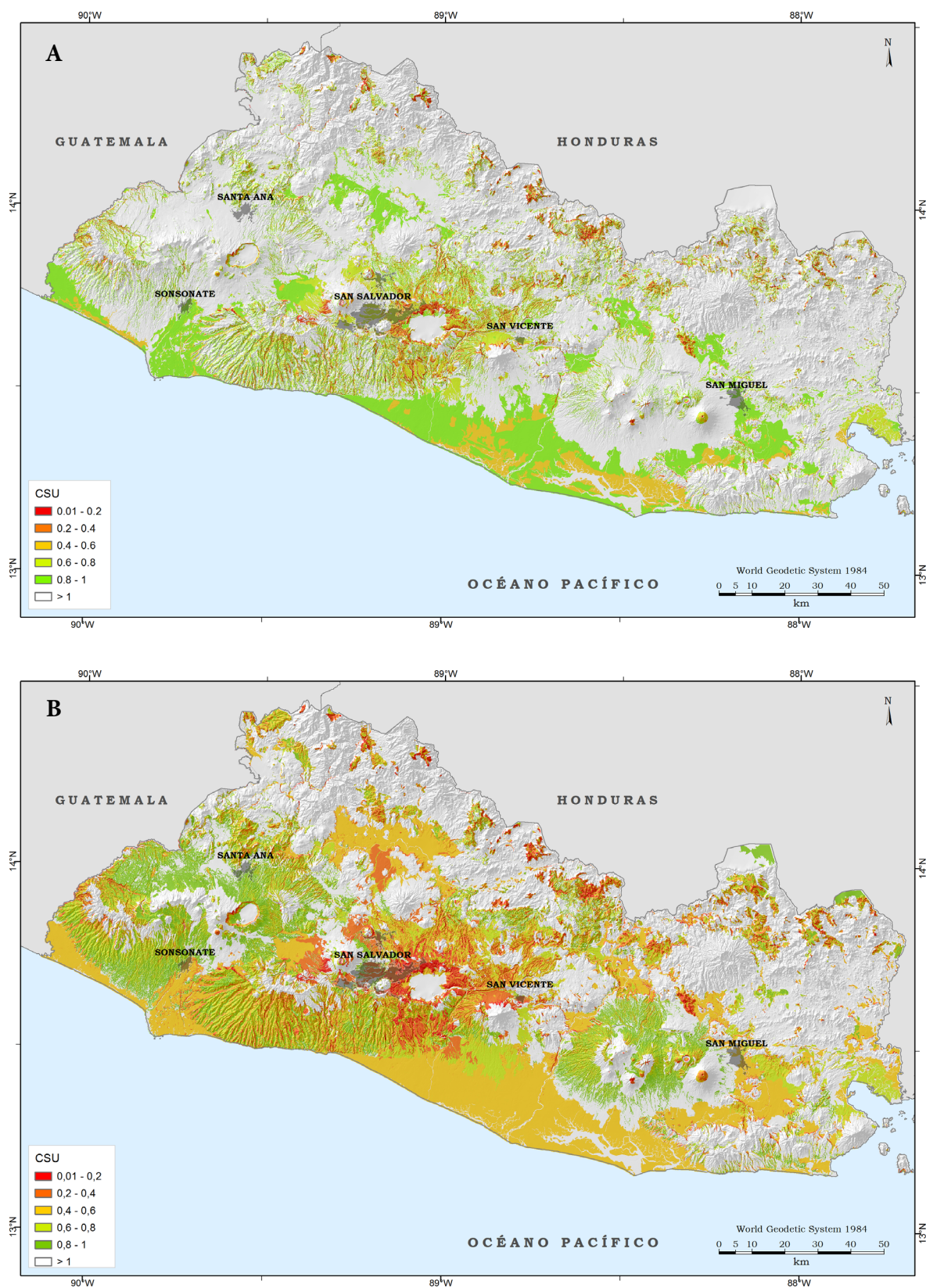


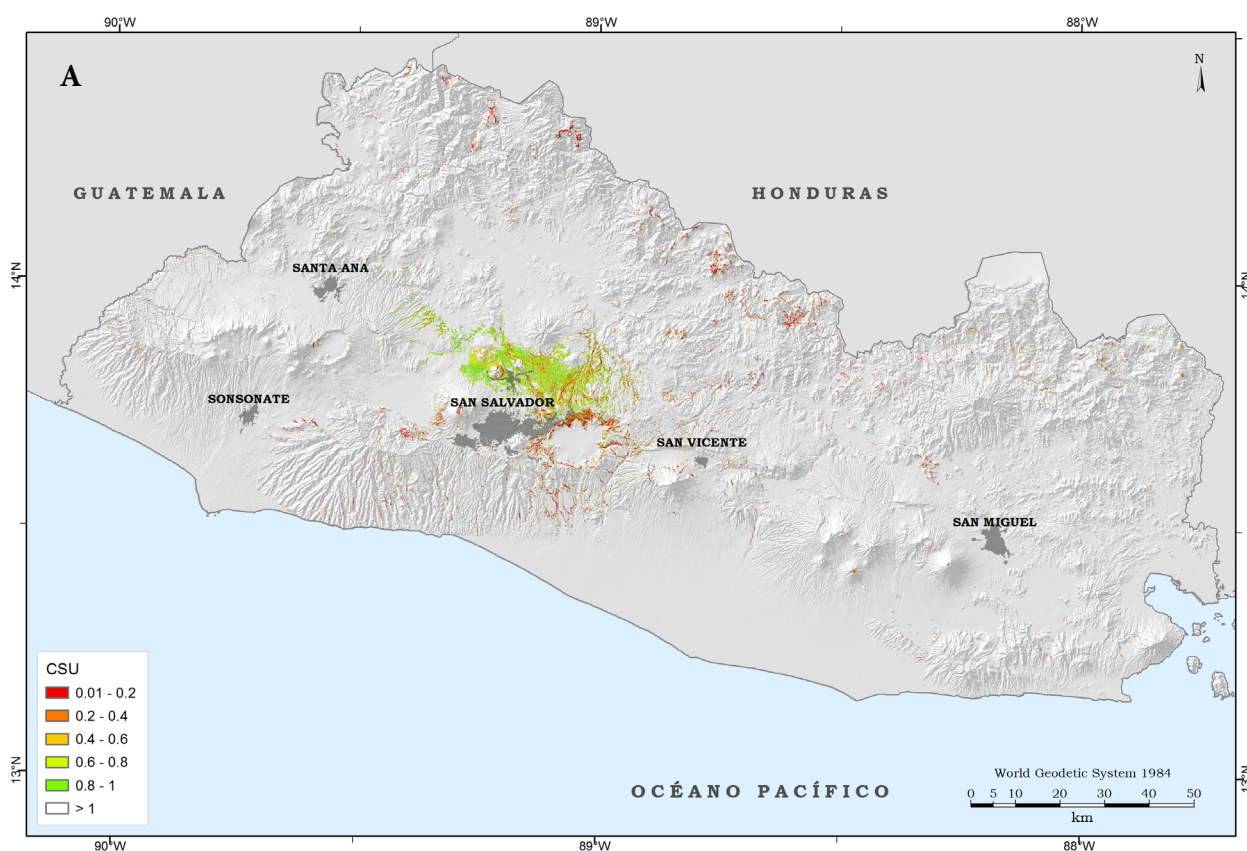
Figura 5.24: Mapas de coeficiente de susceptibilidad (CSU) de El Salvador para el escenario sísmico correspondiente al (a) PGA calculado para un periodo de retorno de 500 años, y (b) al PGA amplificado.



Pasando a los escenarios deterministas (Figura 5.25), en el correspondiente a la ruptura de Guaycume (Figura 5.25 a) las zonas susceptibles (color verde claro) se localizan sobre la propia zona de ruptura, al norte de la ciudad de San Salvador. Nuevamente las zonas más susceptibles (valores menores a 0,4) se corresponden con la zona de Ilopango y las Montañas Fronterizas al norte.

El escenario correspondiente a la ruptura del segmento El Triunfo (Figura 5.25 b) se caracteriza por las pocas zonas susceptibles, estando además muy dispersas. Éstas se localizan a lo largo de la zona de ruptura y alrededor del lago Ilopango, siendo en ésta donde se dan los valores más bajos de CSU (color naranja-rojo).

El escenario sísmico más catastrófico (Figura 5.25 c) presenta muchas más zonas susceptibles, casi todas distribuidas en torno a la ruptura de los tres segmentos. El resto de áreas susceptibles se distribuyen por las montañas del norte. Al igual que sucede en los demás escenarios ya comentados, los valores más bajos se dan en Ilopango (mayor susceptibilidad), y se extienden hacia la ciudad de San Vicente.



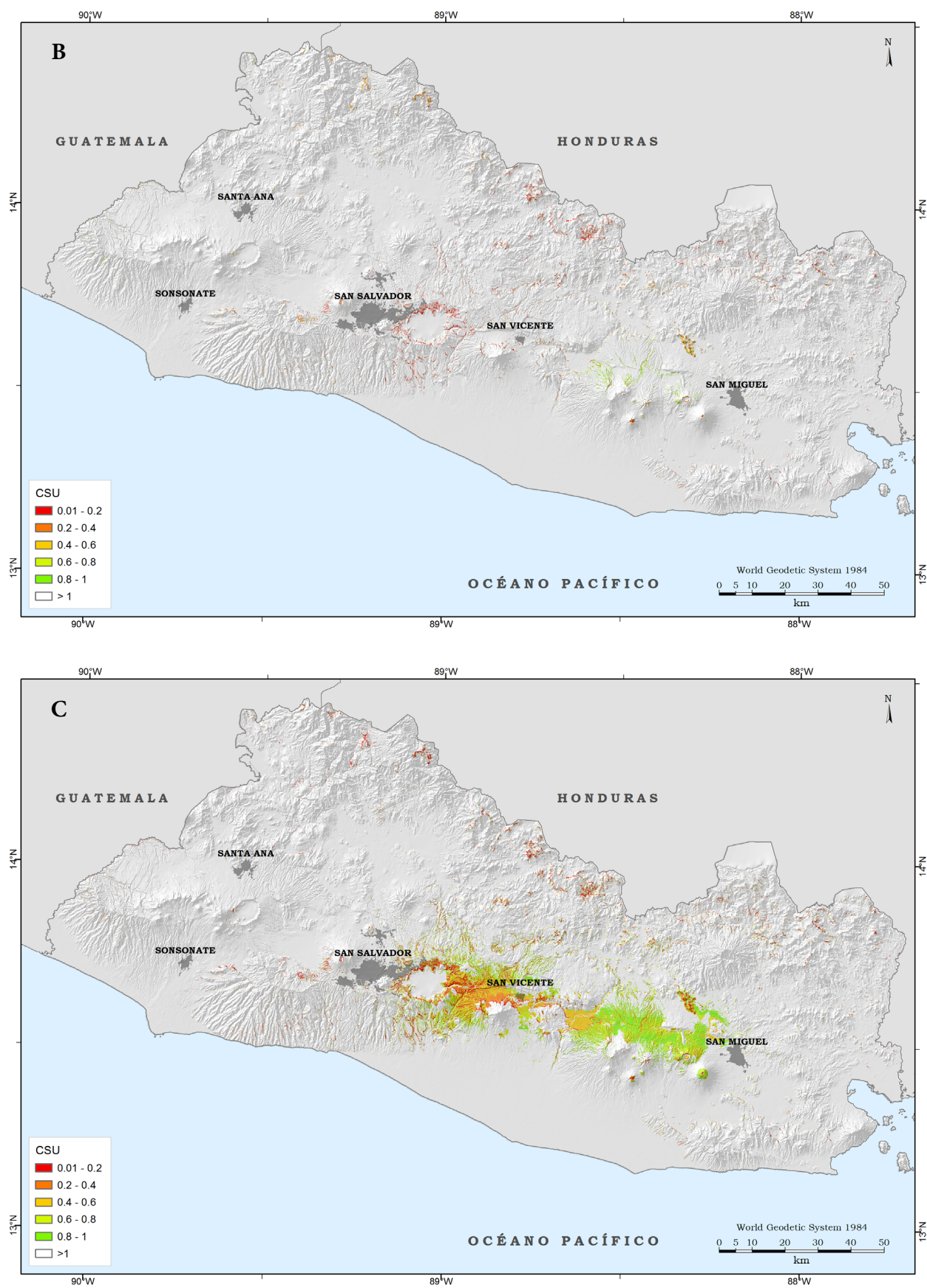
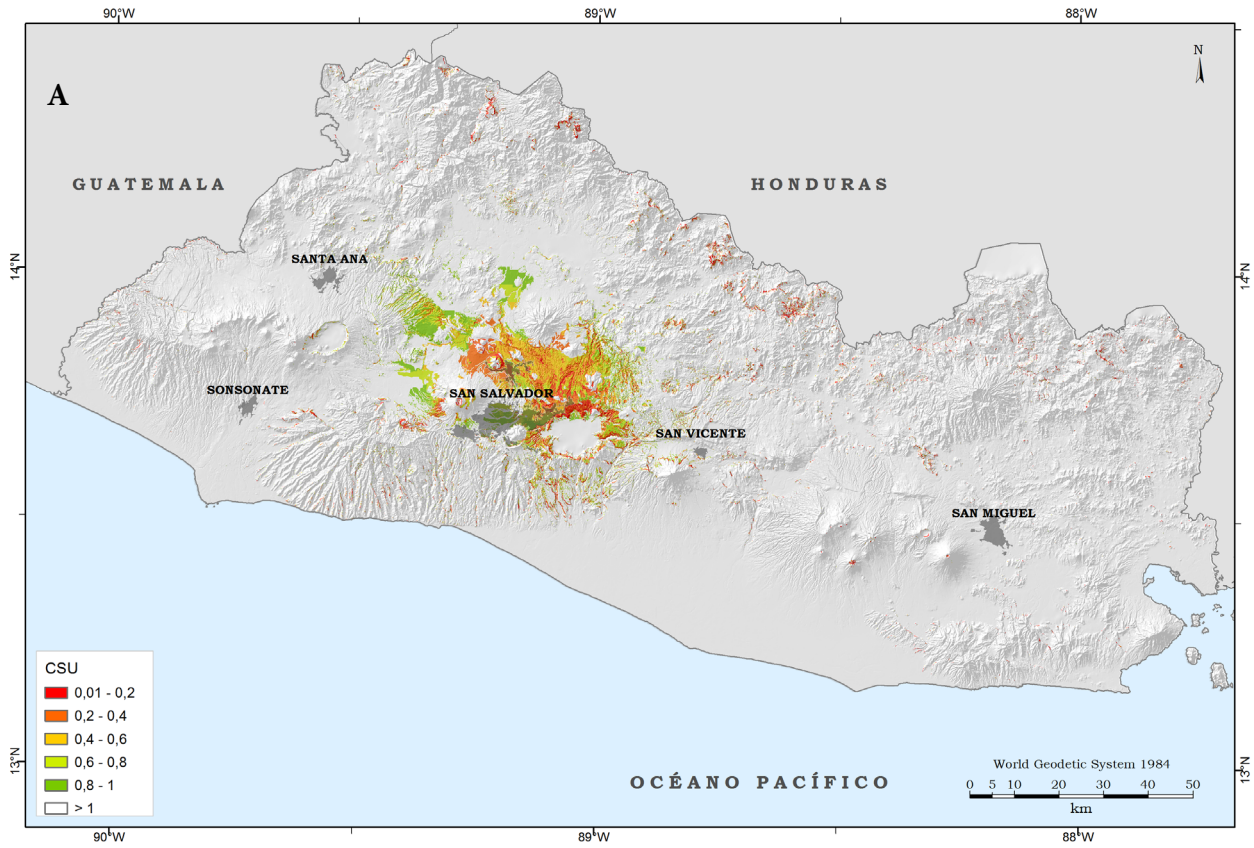


Figura 5.25: Mapas de coeficiente de susceptibilidad (CSU) de El Salvador para los escenarios sísmicos correspondientes al PGA (a) calculado para la ruptura de Guaycume, (b) calculado para la ruptura de El Triunfo, y (c) calculado para la ruptura de San Vicente-Lempa-El Triunfo.

Tras considerar el efecto de la amplificación, los mapas de susceptibilidad calculados a partir del coeficiente CSU se muestran en la Figura 5.26. Como era de esperar, al igual que sucede con los mapas de susceptibilidad obtenidos con el método de Newmark modificado, los mapas de CSU amplificados también muestran un aumento considerable tanto de las zonas susceptibles como en el nivel cualitativo de las mismas.





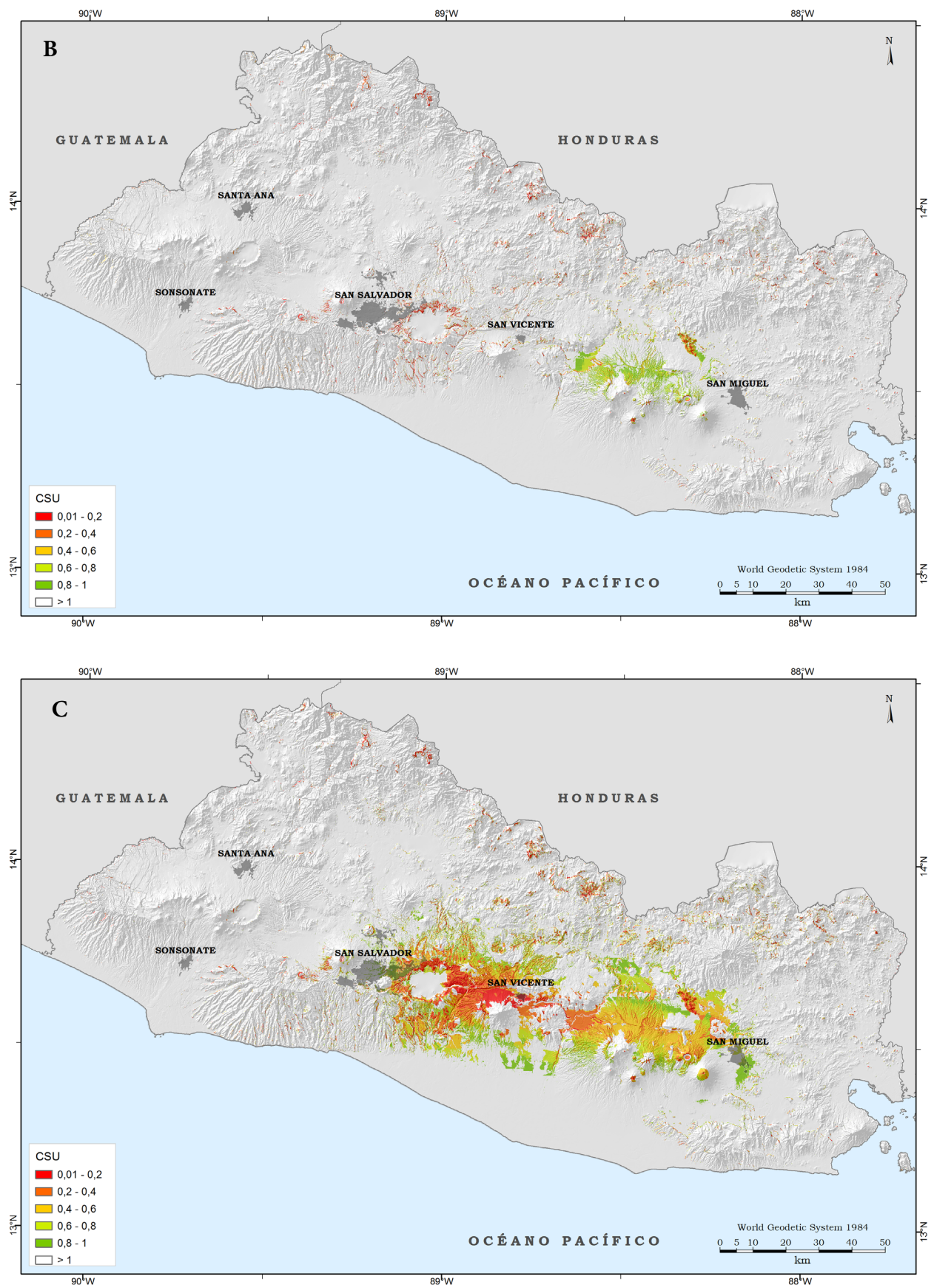


Figura 5.26: Mapas de coeficiente de susceptibilidad (CSU) de El Salvador tras considerar el efecto de amplificación litológica en los escenarios sísmicos correspondientes a la ruptura de (a) Guaycume, (b) El Triunfo, (c) San Vicente-Lempa-El Triunfo.

## 5.7. Discusión

### 5.7.1. Observaciones del método de Newmark modificado

Las relaciones empíricas basadas en la intensidad de Arias [Jibson *et al.*, 1998, 2000; Jibson, 2007] ofrecen mapas de susceptibilidad de valores continuos. Calculan un valor en cada píxel en que está dividido el terreno.

Ambas expresiones coinciden en la predicción de las zonas de mayor susceptibilidad: zona central del país, en los alrededores del lago Ilopango, coincidiendo con la zona de mayor concentración de inestabilidades tanto en los eventos de 2001 como durante los eventos históricos. Sin embargo, difieren en cuanto a su extensión. Se puede concluir, por tanto, que la ecuación actualizada por Jibson [2007] (Ecuación 5.2) y supuestamente más recomendable para El Salvador, puesto que está deducida contemplando muchos más valores de  $A_c$  altos que bajos, (tal y como sucede en el caso de estudio), predice desplazamientos de Newmark menores. No obstante, el rango de valores de  $D_N$  obtenidos en esta Tesis son algo menores que los establecidos tras el análisis de susceptibilidad de diferentes zonas del mundo, con distintos contextos geológicos y geodinámicos. Esto puede ser justificado en gran medida por las características mecánicas de las litológicas que afloran en el país (rocas volcánicas recientes, poco consolidadas y cementadas, con cohesiones aparentes y de fácil alteración físico-química (sismicidad y lluvia)).

A diferencia de las expresiones basadas en la intensidad de Arias, la Ecuación 5.3 sólo dibuja las zonas susceptibles, pues en el proceso de cálculo se tienen que obviar necesariamente, y de forma lógica, aquellas zonas en las que el PGA experimentado es inferior a la  $a_c$  característica del terreno. También predice valores de desplazamientos de Newmark más bajos que los citados en la bibliografía (Wilson y Keefer [1983, 1985]; Wiczorek *et al.* [1985]; Jibson y Keefer [1993]; Jibson *et al.* [2000]; Romeo [2000]; Capolongo *et al.* [2002]).

Tanto las relaciones empíricas basadas en la  $I_A$  (ecuaciones 5.1 y 5.2) como en la relación de aceleración ( $a_c/\text{PGA}$ ) (Ecuación 5.3) coinciden en la localización de las zonas más susceptibles: zona central en torno al lago Ilopango, entre San Salvador y San Vicente, y algunas zonas dispersas en las montañas del norte.

Considerando la amplificación sísmica por efecto litológico, se produce un aumento de las zonas susceptibles, tanto en extensión como en el nivel cualitativo de la susceptibilidad. Esta afirmación es válida para todos los escenarios sísmicos estudiados en este capítulo de la Tesis. Como consecuencia, la peligrosidad aumenta en muchas grandes poblaciones: San Salvador y San Vicente, y en menor medida en San Miguel.

Distinguiendo por escenarios, es el probabilista en el que se predice una mayor extensión de zonas susceptibles a sufrir inestabilidades cosísmicas, localizándose los mayores niveles en torno al lago Ilopango. Esta situación se agrava al considerar la amplificación, constituyendo el escenario más dramático de todos los estudiados.

En cuanto a los escenarios deterministas, la susceptibilidad se restringe a las zonas próximas a las rupturas, siendo ésta más bien baja por lo general. Las zonas con mayor susceptibilidad están alejadas de la propia zona de ruptura, normalmente en torno al lago Ilopango.

El escenario que predice más zonas susceptibles y con mayor nivel cualitativo es el correspondiente a la combinación de los tres segmentos (San Vicente-Lempa-El Triunfo), seguido de la ruptura de Guaycume y de El Triunfo en último lugar. Sin embargo, la eventual ruptura de Guaycume podría suponer mayores daños debido a la proximidad de la ciudad de San Salvador. Estas observaciones se ponen de relieve aún más al contemplar la amplificación.

### 5.7.2. Observaciones del método basado en el CSU

Comparando los mapas de susceptibilidad resultantes de aplicar el método basado en el coeficiente de susceptibilidad (CSU) con aquellos derivados del método de Newmark modificado según Jibson [2007] (Ecuación 5.3), se observa que los resultados son muy similares en cuanto a localización y extensión de

las zonas susceptibles. No obstante, existe una diferencia, y es que el cálculo basado en el CSU predice mayores niveles de susceptibilidad. Esta observación se repite al contemplar la amplificación: mismas zonas susceptibles pero con mayor nivel si se calcula con el CSU.

### 5.7.3. Observaciones tras comparar los mapas de susceptibilidad obtenidos mediante los dos métodos con el inventario de inestabilidades de los eventos de 2001

El hecho de estudiar un evento que ya ha sucedido, y de poder contar con datos reales del mismo, anima a establecer comparaciones con los modelos que tratan de predecir tales eventos. En este sentido, se ha pretendido establecer el grado de coincidencia entre las zonas susceptibles predichas por los dos métodos aplicados en este capítulo de la Tesis y considerando los escenarios reales, con la localización de las inestabilidades ocurridas durante los eventos sísmicos de Enero y Febrero de 2001.

En el método de Newmark modificado, al comparar las zonas susceptibles calculadas según las tres expresiones contempladas, con el inventario de inestabilidades se aprecia lo siguiente:

- Empleando la Ecuación 5.3 [Jibson, 2007], un 25% de las inestabilidades que se produjeron en Enero y un 20% en Febrero ocurrieron en zonas que el método de Newmark identifica como susceptibles. Por otro lado, esta ecuación es la que predice mayor cantidad de inestabilidades con mayores desplazamientos de Newmark.
- Según las ecuaciones 5.1 y 5.2, el 100% de las inestabilidades en ambos eventos coinciden con zonas susceptibles.

Según el método basado en el CSU [Tsige *et al.* 2012], el 31% de las inestabilidades en Enero y el 24% en Febrero ocurrieron en zonas que el método dibuja como susceptibles ( $CSU < 1$ ) (Figura 5.27). En el caso de Febrero, el porcentaje de coincidencia podría haber sido mayor si en el método se hubiese considerado la reducción de los parámetros de resistencia de los materiales por causa del terremoto previo.

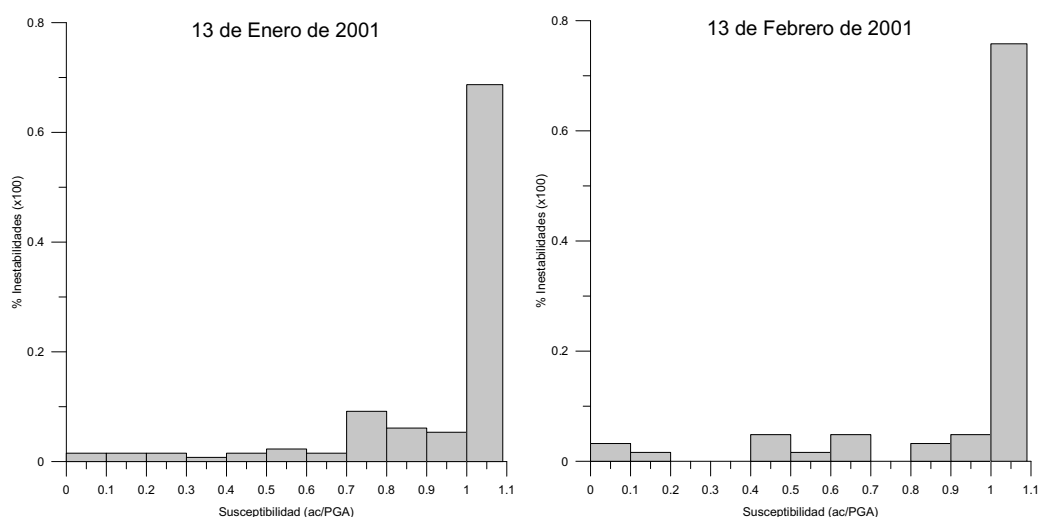


Figura 5.27: Diagramas de frecuencias de los rangos de valores de CSU para las inestabilidades ocurridas con los terremotos del (a) 13 de Enero y (b) del 13 de Febrero de 2001 en El Salvador.



Considerando los efectos de la amplificación litológica, estos porcentajes aumentan, resultando en un 47% y 52% de coincidencia entre las zonas susceptibles predichas y las inestabilidades ocurridas en Enero y Febrero respectivamente (Figura 5.28).

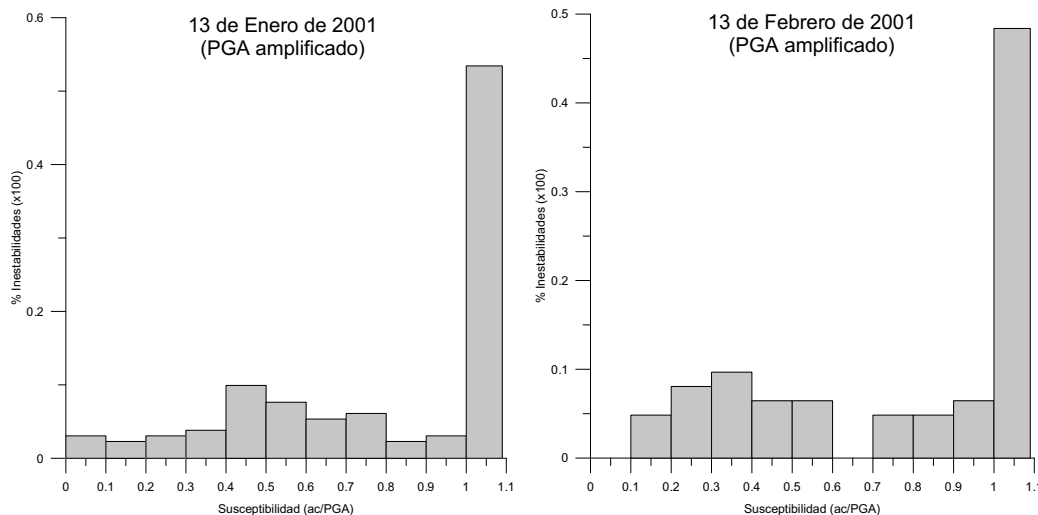


Figura 5.28: Diagramas de frecuencias de los rangos de valores de CSU, contemplando la amplificación del PGA, para las inestabilidades ocurridas con los terremotos del (a) 13 de Enero y (b) del 13 de Febrero de 2001 en El Salvador.

A la vista de los resultados obtenidos mediante los dos métodos de análisis de susceptibilidad (Newmark modificado y CSU), y por comparación con el inventario de las inestabilidades de los eventos sísmicos de 2001, parece que las ecuaciones 5.1 y 5.2, basadas en la aceleración crítica y en la intensidad de Arias, ofrecen unos resultados más satisfactorios a la hora de predecir las zonas susceptibles a deslizar, pues son capaces de predecir un valor en cada parte del territorio.

# Capítulo 6

## Análisis de estabilidad del deslizamiento de Jiboa

### 6.1. Introducción

En este capítulo se presenta el análisis de estabilidad realizado en una de las grandes inestabilidades de ladera producidas durante el terremoto del 13 de Febrero de 2001 en El Salvador: el deslizamiento de Jiboa (de ahora en adelante DJ).

Como ya se ha comentado, los eventos sísmicos ocurridos a principios del año 2001 en El Salvador, además de inducir un gran número de inestabilidades superficiales y que han sido analizadas en el capítulo anterior, generaron algunas inestabilidades de grandes dimensiones, que pusieron en movimiento cientos de miles de metros cúbicos de materiales. Entre ellos, por su repercusión social, destacan los deslizamientos de Las Colinas, La Leona, El Desagüe y Jiboa. El primero de ellos ha sido estudiado en detalle por varios autores (p.e. *Lotti y Associati*, [2001]; *Konagai et al.*, [2002]; *Crosta et al.*, [2005]; *Bourdeau*, [2006]).

Los grandes deslizamientos asociados a los sismos ocurren dentro de un contexto geológico, geomorfológico y estructural muy complejo, siendo responsables de la mayor parte de los daños indirectos producidos durante un sismo. Las inestabilidades se producen debido al aumento de los esfuerzos cortantes, disminución de la resistencia de los materiales que conforman las laderas o taludes ya sea por el aumento de la presión de poros (por tanto reducción de la resistencia efectiva) o por deformación o colapso asociada al paso de la onda sísmica. En El Salvador son estos grandes deslizamientos los que han provocado los mayores daños tanto en pérdidas económicas como en pérdida de vidas humanas.

La generación de estas inestabilidades no sólo depende del sismo (magnitud, origen, distancia), sino de una combinación de factores complejos que modifican la intensidad del movimiento del terreno. Por lo general, los elementos fundamentales en la producción de los deslizamientos inducidos suelen ser el relieve (pendientes) y la presencia de materiales susceptibles a la amplificación sísmica. En el caso del DJ, caracterizado por una pendiente media-baja (20-25°), situado en un valle abierto, y con poco espesor de materiales blandos en superficie, no parece a priori, que la amplificación sísmica haya sido el único

factor determinante en su generación. Es por ello por lo que resulta necesario realizar un estudio de los demás factores condicionantes.

El estudio efectuado en este capítulo, en el que se han empleado métodos de cálculo de estabilidad de equilibrio límite (MEL) y de elementos finitos (MEF), tiene dos vertientes:

- Práctica-aplicada, pues la caracterización geológico-geotécnica efectuada en la ladera y los resultados del análisis de estabilidad obtenidos pueden ser empleados en futuros estudios de control y predicción de inestabilidades en laderas y taludes de similares características, lo que ayudará a que sus efectos sean menores.
- Científica, ya que mediante el análisis realizado se van a poder conocer los factores que condicionan estas inestabilidades y los parámetros que rigen el mecanismo de rotura, así como el comportamiento post-rotura de los materiales involucrados.

Mediante la aplicación de los mencionados métodos de cálculo de estabilidad se ha podido determinar:

- la condición de estabilidad del DJ antes del terremoto,
- se han podido establecer los parámetros resistentes movilizados de los materiales durante la rotura,
- la continuación del plano de rotura en la parte no observable,
- el mecanismo de rotura y los factores que han condicionado la inestabilidad.

El estudio de la estabilidad de una ladera es de por sí una tarea compleja debido a la cantidad de variables que intervienen y que no siempre pueden ser cuantificadas correctamente a través de los trabajos típicos de prospección. En el caso del DJ, su estudio se ve dificultado aún más por lo inaccesible de su ubicación, por la naturaleza heterogénea de los materiales volcánicos que la componen, por el comportamiento mecánico anómalo de éstos, y sobre todo por el hecho de haber sido inducido por un terremoto, lo que implica que hay que tener en cuenta un parámetro más, la sismicidad. Para abordar todas las incógnitas al respecto y poder estudiar su estabilidad se ha seguido el esquema de trabajo mostrado en la Figura 6.1.

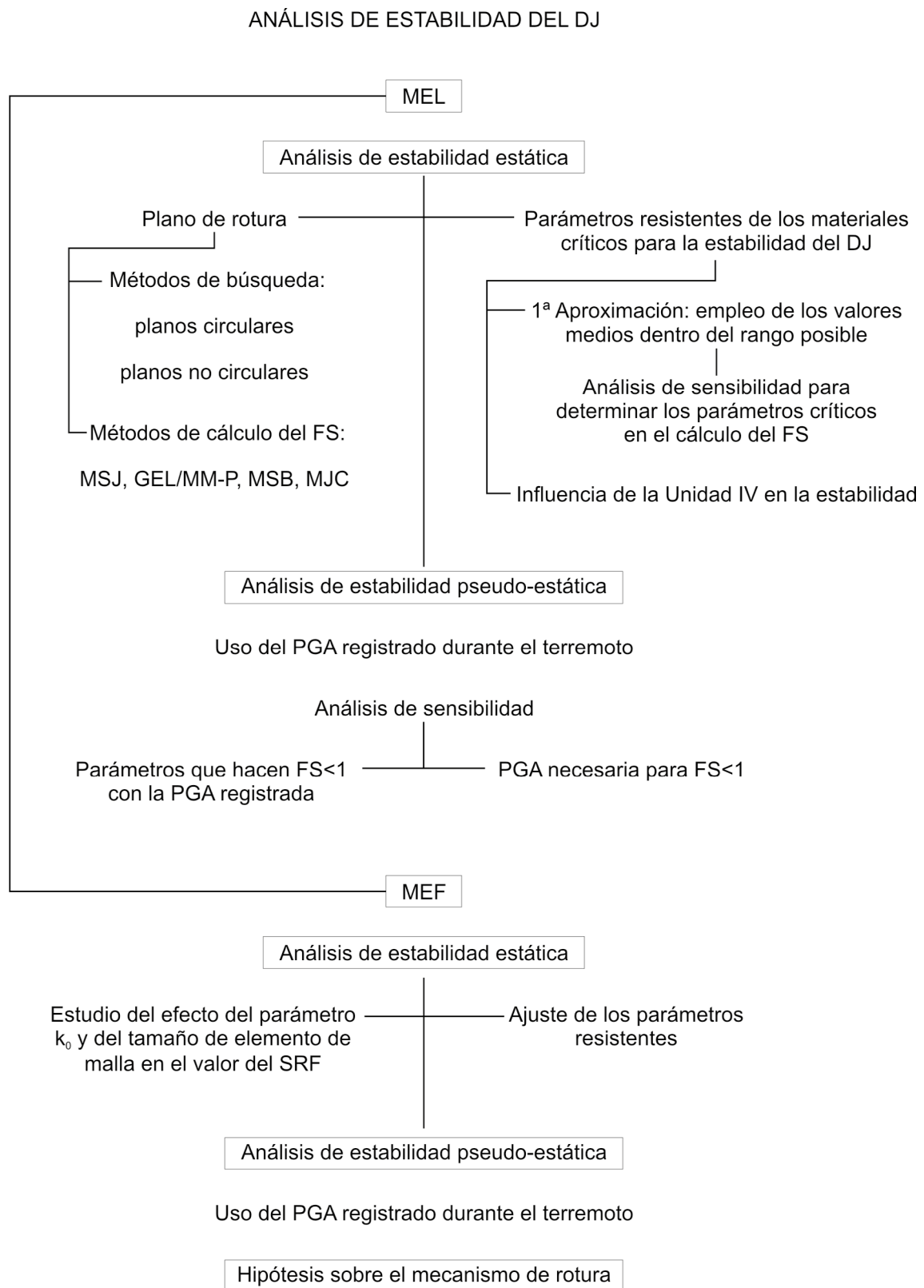


Figura 6.1: Esquema de los trabajos realizados en el marco del estudio de la estabilidad del DJ.

a) En primer lugar, mediante el programa *Slide v6.0* [Rocscience, 2010], se ha estudiado la estabilidad estática de Jiboa aplicando distintos métodos de equilibrio límite de fuerzas y momentos. Para ello ha sido necesario definir un modelo geológico-geotécnico de Jiboa a partir de datos procedentes de varias fuentes: testificación de los sondeos y calicatas; ensayos geotécnicos realizados en las muestras recogidas; estudios petrológicos, mineralógicos y microestructurales efectuados en muestras clave; y ensayos de

prospección geofísica. Dicho proceso ha consistido en la identificación de las capas de materiales que componen la ladera y en la asignación a cada una de los parámetros resistentes más representativos así como un criterio de rotura válido (Mohr-Coulomb).

Dentro de esta primera fase se han realizado numerosos análisis para encontrar la superficie de rotura crítica lo más parecida posible a la observada en campo, ya que la acumulación de materiales al pie no dejan ver la salida del plano de rotura. De esta manera se ha podido conocer la estabilidad de la ladera en condiciones estáticas. Para ello se han aplicado los numerosos métodos de búsqueda que proporciona *Slide*, tanto para roturas circulares como no circulares.

b) Tras hallar la superficie de rotura que más se ajusta a la observada, se ha procedido con la identificación de los parámetros y materiales que resultan críticos a la hora de evaluar la estabilidad de la ladera. Para ello se ha llevado a cabo un análisis de sensibilidad de dichos parámetros. El objetivo es abordar la incertidumbre asociada a la elección de los parámetros geotécnicos.

c) A continuación se ha realizado un análisis pseudo-estático de la estabilidad de la ladera considerando la aceleración máxima del terreno registrada en la estación sísmica más próxima, y otro de sensibilidad para determinar el coeficiente sísmico ( $k_h$ ) necesario para producir la inestabilidad.

d) Finalmente, mediante la utilización del método de elementos finitos, la última fase ha consistido en la validación del plano de rotura y de los parámetros geotécnicos movilizados durante la inestabilidad. También ha servido para proponer un mecanismo de rotura del DJ. Para ello, el modelo final obtenido tras los análisis efectuados con *Slide* ha sido exportado al programa *Phase<sup>2</sup>* donde se ha realizado tanto un análisis estático como análisis pseudo-estático con el propósito de contrastar los resultados obtenidos mediante los métodos de equilibrio límite.

## 6.2. Descripción y caracterización del deslizamiento de Jiboa (DJ)

El DJ se localiza aproximadamente 2 km aguas arriba de la confluencia del río El Desagüe con el río Jiboa, al este de la ciudad de San Salvador, en un área donde existen evidencias de inestabilidades históricas (paleodeslizamientos) (Figura 6.2). Es el deslizamiento más grande de los ocurridos en El Salvador durante los terremotos de 2001. El volumen de materiales movilizados se estima en 12 millones de m<sup>3</sup> [Baum et al., 2001]. Interceptó el río Jiboa creando una presa natural de unos 250 m de ancho por 700 m de largo y 25 m de altura, que con el tiempo formó un lago de 400 m de longitud [Baum et al., 2001] (Figura 6.3). La rotura espontánea de esta presa supuso un gran riesgo por inundación para las poblaciones localizadas aguas abajo.



Figura 6.2: Localización del deslizamiento de Jiboa.

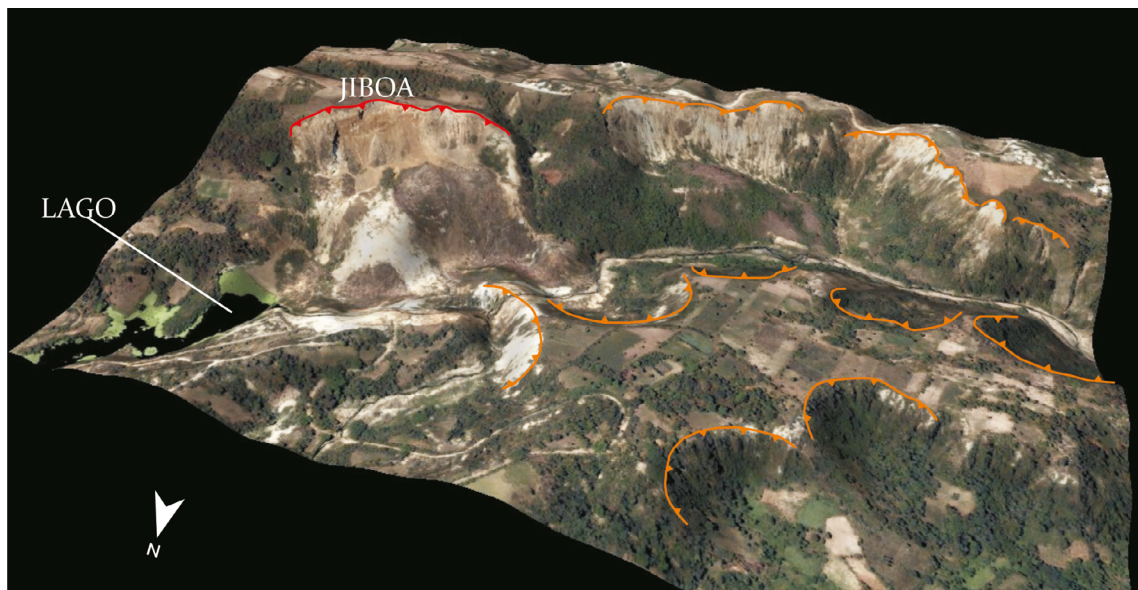


Figura 6.3: Vista en 3D del deslizamiento de Jiboa y lago formado por los materiales movilizados, y escarpes de posibles paleodeslizamientos. Imagen de satélite Quickbird sobre MDE.



Las características geométricas del DJ según las observaciones realizadas en campo se esquematizan en las figuras 6.4 y 6.5, y son las siguientes:

- La coronación tiene una longitud aproximada de 400 m, siendo la longitud máxima entre los flancos de 460 m.
- El escarpe principal tiene un ángulo aproximado de  $60^\circ$ , con un desnivel de unos 150 m.
- Se formó un único cuerpo de acumulación de materiales con una dirección de caída de aproximadamente  $N50^\circ O$ . Los materiales ocuparon todo el valle del río. En él se distinguen grietas de tracción longitudinales en lo que sigue siendo la cobertera vegetal original. Según testimonios de habitantes de la zona «las vacas que pastaban en la ladera deslizada no sufrieron ningún daño pese a haber descendido con la masa de materiales».
- El deslizamiento se produjo como un movimiento complejo, mostrando en su parte superior un carácter rotacional mientras que en su parte inferior dicho movimiento se transformó en un flujo de roca/suelo.

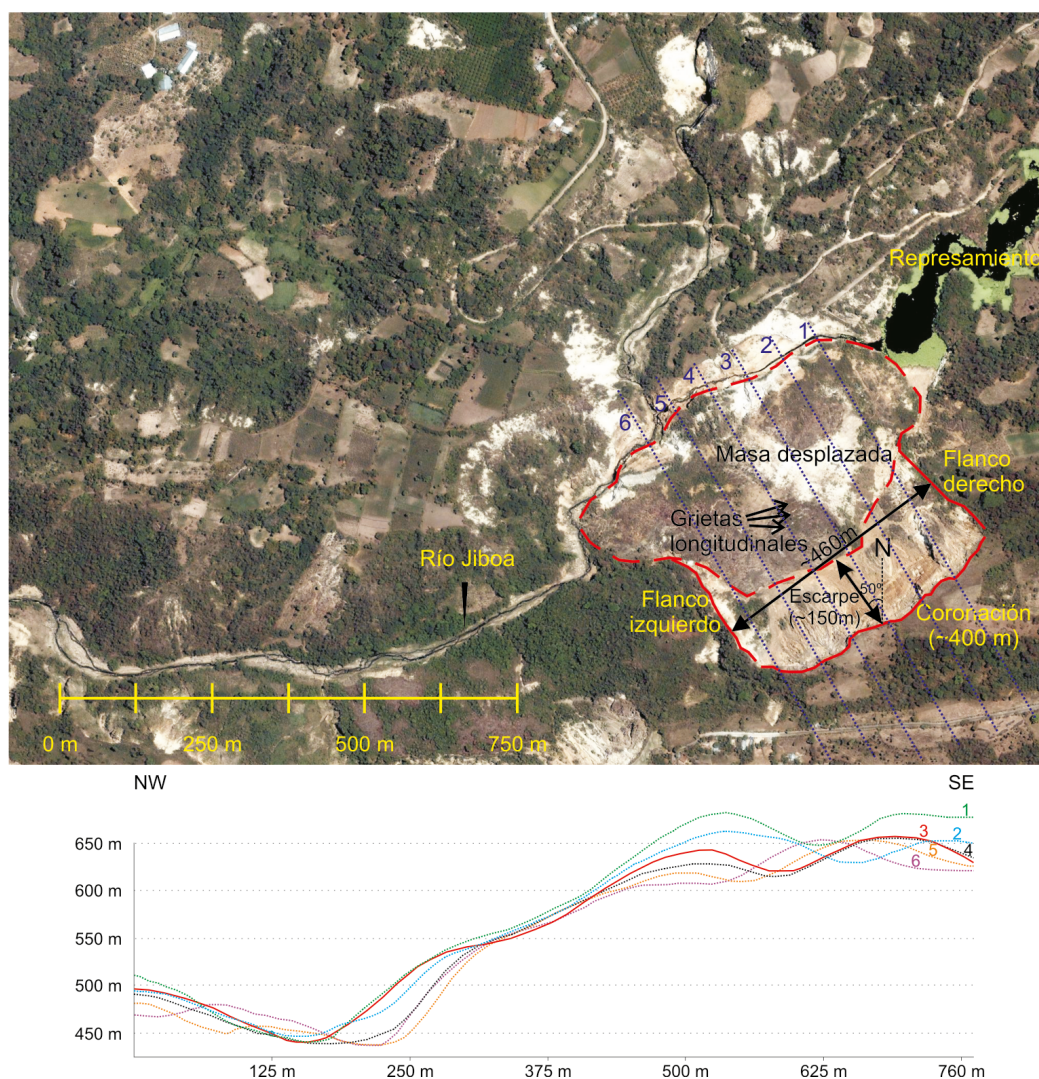


Figura 6.4: Elementos geométricos del deslizamiento de Jiboa y perfiles topográficos trazados (líneas discontinuas).

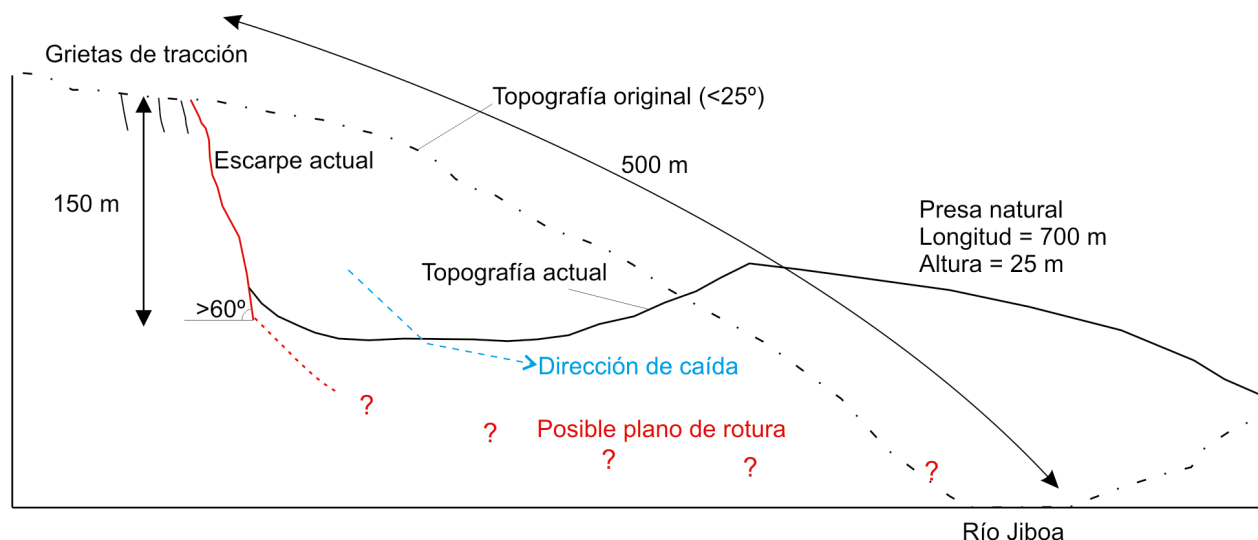


Figura 6.5: Esquema transversal del deslizamiento de Jiboa y elementos del mismo.

### 6.2.1. Caracterización geológico-geotécnica de los materiales involucrados en el deslizamiento de Jiboa y modelo geológico-geotécnico derivado

Como se ha mencionado, para la caracterización y modelización del DJ, se han realizado una serie de trabajos consistentes en reconocimientos de campo (3 campañas en diferentes años), 2 sondeos geotécnicos de 50 m cada uno con ensayos SPT en su interior, 3 calicatas, 10 perfiles de tomografía sísmica que suman un total 1.137,5 m lineales investigados, 9 ensayos MASW, 1 ensayo down-hole, y numerosos ensayos de laboratorio. La descripción de detalle de todos los métodos empleados se expone en el Capítulo 3 y los resultados se recogen en los Anexos I al IV. Se han evaluado a nivel geológico los distintos materiales que afloran en la zona de estudio en cuanto a las litologías involucradas, la presencia de estructuras (discontinuidades), las propiedades resistentes de los materiales, la hidrogeología de la ladera, etc.

De los datos obtenidos en los ensayos de prospección geofísica se han sacado los parámetros dinámicos de los materiales que componen la ladera (velocidades  $V_p$  y  $V_s$ , módulos de Young dinámicos, coeficientes de Poisson dinámicos, módulos de rigidez y cizalla, y compresibilidad volumétrica) (Anexo III).

Los ensayos de laboratorio realizados en muestras seleccionadas han permitido conseguir los parámetros resistentes para la caracterización geotécnica de los materiales (Anexo IV). Además, se han realizado estudios mineralógicos y micro-estructurales en algunas muestras clave (Anexo III).

#### 6.2.1.1. Descripción de los materiales involucrados en el deslizamiento de Jiboa

La ladera de Jiboa está constituida por una secuencia de rocas volcánicas formadas por cenizas, brechas, piroclastos, y tobas endurecidas con frecuentes intercalaciones de materiales de color oscuro (posibles paleosuelos) de poco espesor (1-2 metros) (Figura 6.6). De forma general se identifican ocho unidades litológicas (Figura 6.7) que han sido agrupadas en cuatro unidades geotécnicas, pues el espesor de muchas de las litologías es muy pequeño en comparación con el espesor total de materiales, considerándose, por tanto, despreciable la contribución que dichas capas tendrían en la estabilidad global de la ladera.



Figura 6.6: Escarpe del deslizamiento de Jiboa y aspecto de los materiales que lo componen.

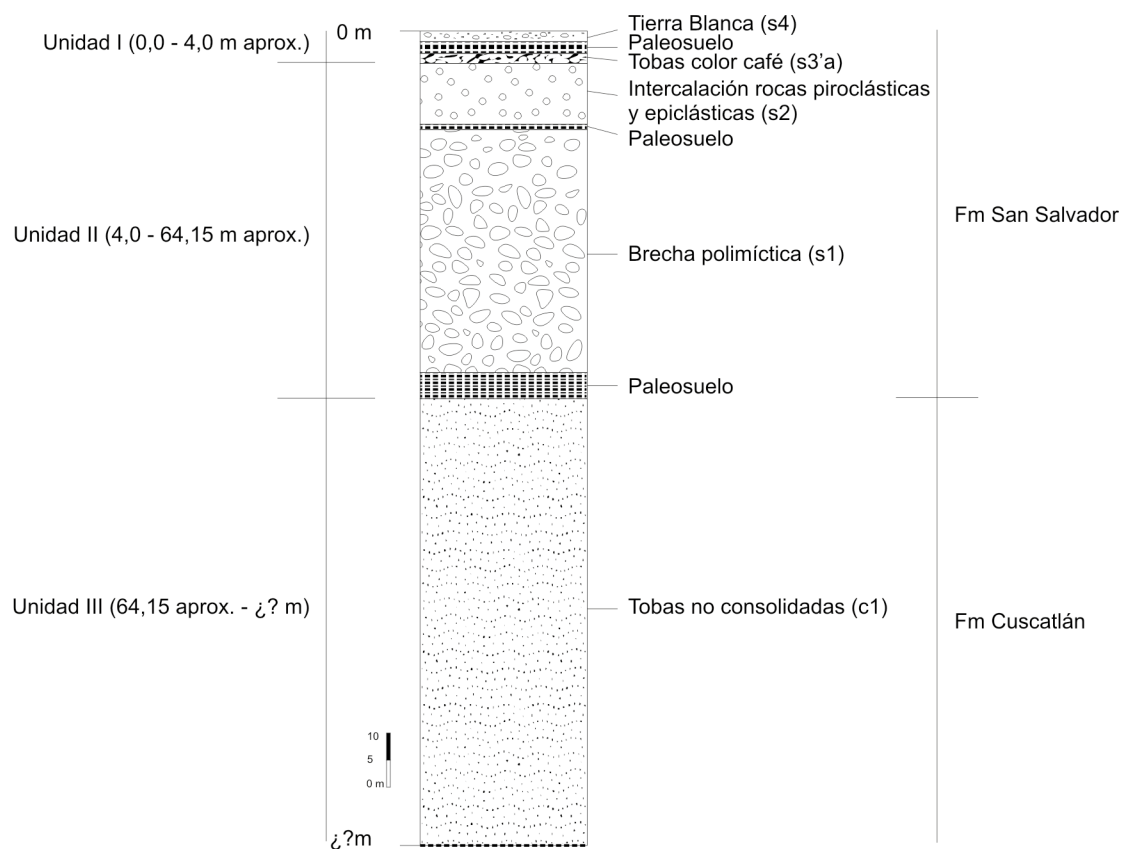


Figura 6.7: Columna estratigráfica representativa de la ladera de Jiboa deducida a partir de la testificación de los sondeos y calicatas y de los trabajos de cartografía.



Unidad I (0,0 - 4,0 m aprox.)

Comprende tres unidades litológicas de poca entidad dentro del conjunto de la ladera. Pertenecen a la Fm San Salvador:

- *Tierra Blanca*: Es una toba de color beige claro que contiene pómece, líticos y cristales de minerales no distinguibles a simple vista (Anexo III), dentro de una matriz cinerítica. En la zona del deslizamiento su espesor varía entre 80 cm (en la calicata C-1) y 1,55 m (en el sondeo S-1). Los ensayos granulométricos revelan que se trata de un limo arenoso sin plasticidad (ML), en el que la arena representa el 39% y el limo el 61%. Su clasificación coincide con la dada por otros autores [Schmidt-Thome, 1975; Bommer et al. 1998, 2002; Lotti y Associati, 2001].

- *Toba color café*: Es una epiclastita constituida por fragmentos de pómece de color amarillo dentro de una matriz arcillosa de color marrón oscuro. Su espesor varía entre 1,20 m (sondeo S-2) y más de 4,0 m (en las calicatas C-1 y C-2). Tiene una clasificación de limo plástico arenoso (MH), con un 6,30% de grava, un 15,93% de arena, y el resto de finos.

- *Paleosuelo*: Es un suelo arcilloso (CL) de color marrón oscuro muy plástico, cuyo espesor varía entre 15 cm (en la calicata C-3) y 1,65 m (en el sondeo S-2). Tiene un contenido en arena del 25%.

Unidad II (4,0 – 64,15 m aprox.)

Comprende dos unidades litológicas que en conjunto representan casi el 50% del espesor total de materiales aflorantes en el escarpe del DJ. Se cree pertenecen a la Fm San Salvador:

- *Intercalación de rocas piroclásticas y epiclásticas*: Se trata de una intercalación de rocas piroclásticas intermedias (andesitas) de color grisáceo y tamaño centimétrico a decimétrico y epiclastitas con diversos grados de alteración (Anexo III). Su espesor aproximado es de 11 m. Se puede describir como una mezcla de materiales heterométricos empastados en una matriz cinerítica areno-arcillosa, razón por la que las tres muestras analizadas presentan una clasificación distinta pero coherente entre sí: arena pobremente graduada con grava (SP), arena limosa (SM), arena pobremente graduada con grava y limo (SP-SM).

- *Brecha polimíctica*: Se trata de una brecha compuesta por fragmentos de rocas heterométricos, fundamentalmente de andesitas basálticas (Anexo III), dentro de una matriz arcillosa de color marrón. Su espesor es considerable, de aproximadamente 41 m. Al igual que sucede con la unidad anterior, la variabilidad en el tamaño de las partículas sólidas que la componen se ve reflejada en la clasificación granulométrica de las distintas muestras extraídas. Se trata de gravas pobremente graduadas (GP), arenas pobremente graduadas con y sin gravas (SP), arenas bien graduadas con gravas y limos (SW-SM), y arenas limosas (SM). El contenido en grava varía entre 0 y 76%, el de arena entre 24 y 99%, y el de finos de 0 a 16%.

Unidad III (64,15 – ¿? m)

Es la unidad de mayor potencia dentro del conjunto de la ladera. Está compuesta por una única litología que pertenece a la Fm Cuscatlán:

- *Toba no consolidada*: Se trata de una toba cinerítica constituida por alternancia de niveles más o menos continuos de color claro formados por cenizas volcánicas endurecidas y depósitos piroclásticos, con aspecto entre roca blanda y suelo duro, pero que en realidad son materiales bastante frágiles, deshaciéndose con el golpe de un martillo. Su espesor total se desconoce. Desde el punto de vista

granulométrico son arenas limosas (SM), arenas pobremente graduadas con gravas y limos (SP-SM), y arcillas arenosas de baja plasticidad (CL). Dentro de esta unidad se han reconocido niveles más oscuros que al estudiarlos mediante microscopio electrónico de barrido demuestran tener una microestructura meta-estable muy porosa. Dichos niveles, por su importancia en la estabilidad de la ladera, los hemos agrupado en una unidad aparte, la Unidad IV.

El resumen de las propiedades geotécnicas más representativas de cada litología se presenta en la Tabla 6.1.

Tabla 6.1: Recopilación de los parámetros geotécnicos de los materiales que componen la ladera de Jiboa.

Unidad	Litología	$\gamma_d$ (kN/m <sup>3</sup> ) <sup>a</sup>	$\gamma_{sat}$ (kN/m <sup>3</sup> ) <sup>b</sup>	G <sub>s</sub> <sup>c</sup>	$\rho$ (g/cm <sup>3</sup> ) <sup>d</sup>	$e$	$n$ (%) <sup>f</sup>	E (kN/m <sup>2</sup> ) <sup>g</sup>	$E_{dmin}$ (kN/m <sup>2</sup> ) <sup>h</sup>	$E_{dmed}$ (kN/m <sup>2</sup> ) <sup>h</sup>	$E_{dmax}$ (kN/m <sup>2</sup> ) <sup>h</sup>	$\nu^i$	$\nu^j$	$c$ (kN/m <sup>2</sup> ) <sup>k</sup>	$\phi$ (°) <sup>l</sup>	$V^d$ (m/s) <sup>m</sup>	$V^{pmin}$ (m/s) <sup>m</sup>	$V^{pmed}$ (m/s) <sup>m</sup>	$V^{pmax}$ (m/s) <sup>m</sup>	$V^s$ (m/s) <sup>n</sup>	$V^{smin}$ inferida (m/s) <sup>n</sup>	$V^{smed}$ inferida (m/s) <sup>n</sup>	$V^{smax}$ inferida (m/s) <sup>n</sup>	Referencias <sup>o</sup>
I	1	11	15		1,12									20	33									G-F
		16,1			1,64			25.000		50.000		0,32				215					110			DH
		15			1,5			62.000	129.030	357.357	729.300	0,30	0,44			200-500	200	350	500		67	117	167	L
									471.162			0,43		60	30	332					120			L
		13			1,3			211.000	738.579			0,30	0,30	30	39	468					250			R
		11-16												60-80	30-35									B
		24												19	39,2									C
		13-15	16,9-17	2,3-2,5		0,8-1,14	51							25-30	35-40									K
																								Bo
		13	19		1,33									48	12									G-F
II	2	19,8						35.000		70.000		0,34				294					143			DH
		11-16												5-10	20-24									C
		11-17,6			1,76			1.521.000	5.900.836			0,33	0,33	5-10	20-24	1.124					570	375		L
		13	20		1,33									48	22									G-F
II	3	13,5 / 17,8			1,32 ; 1,82			50.000		100.000						294					143			DH
		11-16												30-40	30-33									C
									3.518.939	5.947.008	9.008.485					1.000-1.600	1.000	1.300	1.600		333	433	533	L
		15,3			1,53			1.322.000	5.129.704			0,33	0,33	30	30	1.124					570			L
		17	22		1,73									150	31									G-F
		10,3 / 13,4 / 22,9 / 21,5																						DH
								140.000-410.000		280.000-820.000		0,38				511-866					224-387			
																								L
									11.216.813				0,44			1.500						500		
II	4																							



Unidad	Litología	$\gamma_d$ (kN/m <sup>3</sup> ) <sup>a</sup>	$\gamma_{sat}$ (kN/m <sup>3</sup> ) <sup>b</sup>	$G_s^c$	$\rho$ (g/cm <sup>3</sup> ) <sup>d</sup>	$\epsilon$	$n$ (%) <sup>e</sup>	$E$ (kN/m <sup>2</sup> ) <sup>f</sup>	$E_{dmin}$ (kN/m <sup>2</sup> ) <sup>h</sup>	$E_{dmed}$ (kN/m <sup>2</sup> ) <sup>h</sup>	$E_{dmax}$ (kN/m <sup>2</sup> ) <sup>h</sup>	$\lambda$	$\nu_j$	$c$ (kN/m <sup>2</sup> ) <sup>k</sup>	$\phi$ (°) <sup>j</sup>	$V^d$ (m/s) <sup>m</sup>	$V^{pmin}$ (m/s) <sup>m</sup>	$V^{pmed}$ (m/s) <sup>m</sup>	$V^{pmax}$ (m/s) <sup>m</sup>	$V_s$ (m/s) <sup>n</sup>	$V_{smin}$ inferida(m/s) <sup>n</sup>	$V_{smed}$ inferida(m/s) <sup>n</sup>	$V_{smax}$ inferida(m/s) <sup>n</sup>	Referencias <sup>o</sup>	
II	5	13	19	1,33										48	12									G-F	
		11-16 17,6		1,76		1.521.000	5.900.836					0,33	0,33	5	20	1.124					570	375		C	
	6	20	25	2,04										250	35									G-F	
		Brecha	16,86/ 16,17	20,6 / 20,3				410.000- 1.000.000	820.000- 2.000.000				0,24-0,38		12 / 7,4	28,4 / 32,6	866-1.185				387-617				DH
III	7	13	19	1,33										48	12									G-F	
		11-16 17,6		1,76		1.521.000	5.900.836					0,33	0,33	5	20	1.124					570	375		C	
	8	15	21	1,53										200	36									G-F	
		Tobas no consolidadas	13,1 / 10,5 / 19,3 / 15,2 / 14,7	16,2		1,07		192.000	400.000						0,35	11	37	767-783				365-372 <sup>a</sup>			DH
IV	9	18					62.000	4.398.750	7.433.888	11.260.800		0,43	0,44	200	35-38	1.000-1.600	1.000	1.300	1.600			333	433	533	C
									16.521.019					0,44								646		L	
	10	10 / 11,4	15,5-16,3	2,25		1,25-0,97	62.000					0,34		200	36	528					251			DH	
		Nivel oscuro																							

<sup>a</sup> Peso específico seco.

<sup>b</sup> Peso específico saturado:  $\gamma_{sat} = ((G_s + e) / (1 + e)) \gamma_w$

<sup>c</sup> Gravedad específica.

<sup>d</sup> Densidad:  $\rho \text{ (g/cm}^3\text{)} = \gamma_d \text{ (kN/m}^3\text{)} \times 0,102$

<sup>e</sup> Índice de poros.

<sup>f</sup> Humedad.

<sup>g</sup> Módulo de Young: los datos de down-hole (referencias DH) están sacados a partir del dinámico mediante la relación de *Matthews et al.*, [2000];  $E_{op} = 0,5 \cdot E_0$

<sup>h</sup> Módulo de Young dinámico:  $E_d = 2 \rho V_p (1 + \nu_d)$

<sup>i</sup> Poisson.

<sup>j</sup> Poisson dinámico:  $\nu_d = ((V_p/V_s)^2 - 2) / 2((V_p/V_s)^2 - 1)$

<sup>k</sup> Cohesión.

<sup>l</sup> Ángulo de rozamiento interno.

<sup>m</sup> Velocidad ondas P.

<sup>n</sup> Velocidad ondas S (inferida:  $V_s \text{ inferida (m/s)} = V_p/3$ ).

<sup>a</sup> Valor inferido a partir de la  $V_p$  medida dividiéndola por 2,1 (que es la media de las relaciones  $V_p/V_s$  observadas en las otras capas del sondeo S-2).

<sup>o</sup> Referencias: B - Bourdeau [2006]; Bo - Bommer [2002b]; C - Crosta [2005]; DH - Down-Hole [2011]; G-F - García-Flórez [2008]; L - Lotti y Associati [2001]; K - Konagai [2002]; R - Rolo et al. [2004].

Tras la caracterización geológico-geotécnica de los materiales que componen la ladera del DJ se ha podido construir un modelo para el estudio de su estabilidad y mecanismo de rotura, y que se recoge en la Figura 6.8.

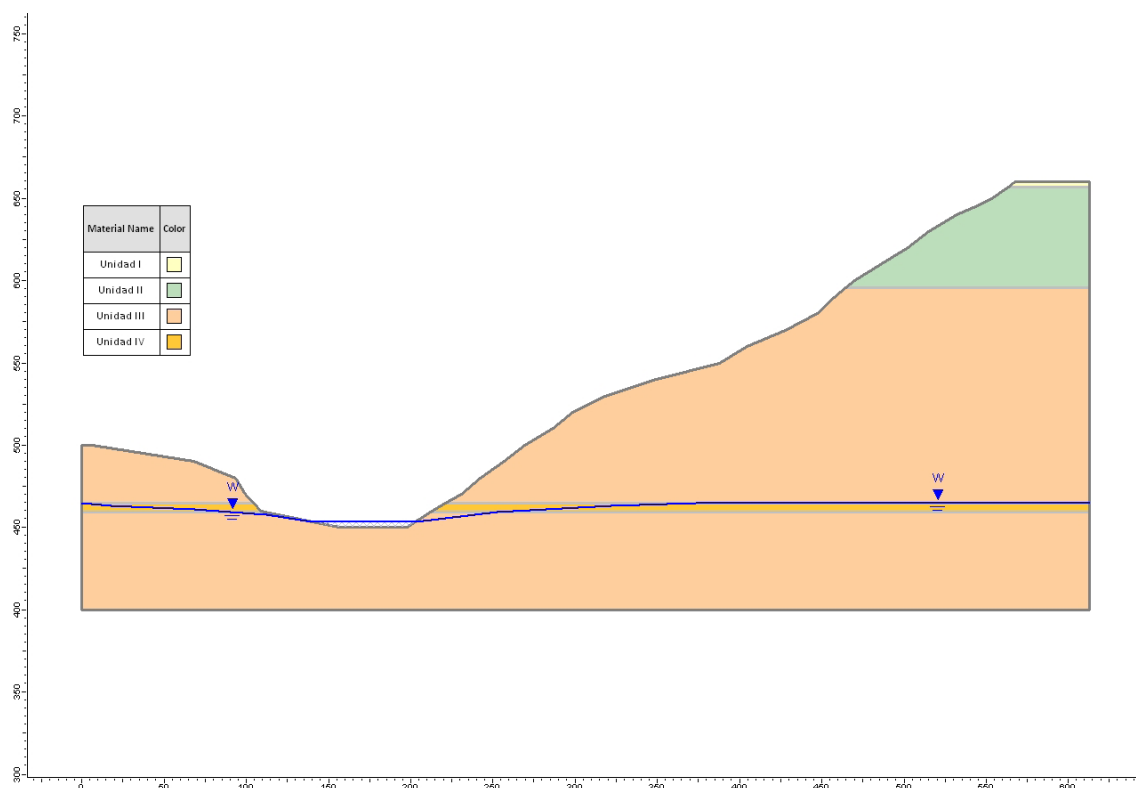


Figura 6.8: Modelo geológico-geotécnico de la ladera de Jiboa empleado en el análisis de estabilidad.

El perfil topográfico del modelo corresponde a un perfil trazado en perpendicular a la cabecera y en la dirección de desplazamiento de la masa deslizada. Para identificar el más representativo de las características de la ladera se realizaron 6 perfiles dentro de la inestabilidad, paralelos y equidistantes entre sí, con el objetivo de observar las posibles variaciones laterales (Figura 6.4). El perfil empleado finalmente en el modelo (perfil nº 3) es el que incluía el pequeño “hombro” que se observa a media ladera.

### 6.3. Análisis de estabilidad del deslizamiento de Jiboa

La estabilidad del caso de estudio ha sido evaluada mediante la aplicación de MEL, empleando el programa *Slide*, y con MEF usando el programa *Phase*<sup>2</sup>.

El estudio persigue varios objetivos. En primer lugar es necesario determinar las condiciones de estabilidad previas a la ocurrencia del terremoto para después poder evaluar la estabilidad pseudo-estática considerando primeramente la aceleración registrada en la estación más próxima (Zacatecoluca), y en segundo lugar, la necesaria para alcanzar la condición de equilibrio estricto ( $FS=1$ ). Por último, mediante el programa de EF, se quiere estudiar el mecanismo de rotura y comparar el valor de FS obtenido con aquellos resultantes de aplicar los métodos de EL.

Para la evaluación de la estabilidad pseudo-estática la acción sísmica considerada ha sido la aceleración máxima producida por el terremoto del 13 de Febrero 2001, con un valor de PGA de 0,408g [Bommer et al., 2002a], que es la aceleración máxima horizontal registrada en la estación más próxima, Zacatecoluca,

a 18 km de la inestabilidad, ya que la estación de San Pedro Nonualco, pese a estar situada a menor distancia, no registró la sacudida (Figura 6.9).

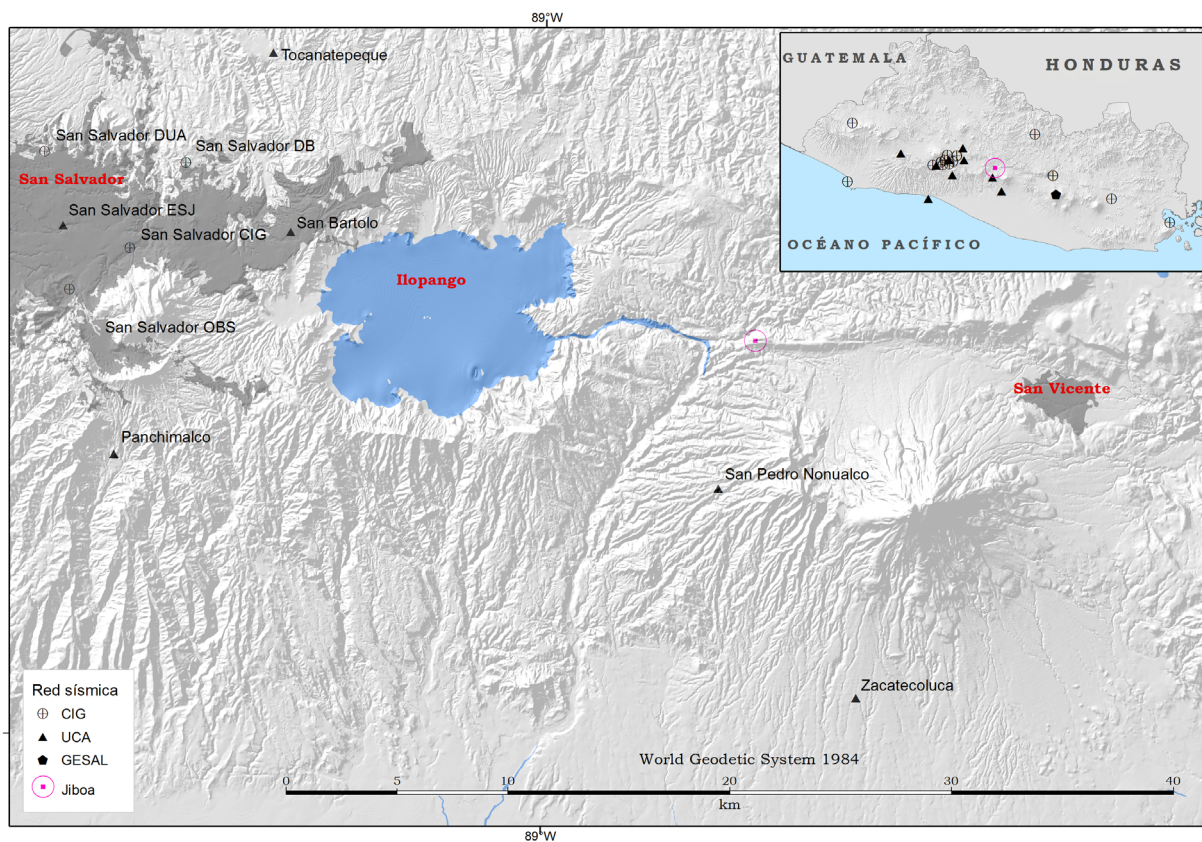


Figura 6.9: Localización de las estaciones sísmicas en relación al deslizamiento de Jiboa.

Con el propósito de estudiar la variabilidad del valor del FS, dentro de los MEL se han elegido varios métodos: el método simplificado de Janbu (MSJ), el método de Morgenstern-Price (MM-P), y el procedimiento general de equilibrio límite (GLE). Además, debido a su amplia utilización, se aplicaron también el método simplificado de Bishop (MSB) y el método de Janbu corregido (MJC).

En cuanto a los MEF se ha empleado el método *Shear Strenght Reduction* (SSR).

### 6.3.1. Análisis de estabilidad en condiciones estáticas mediante los métodos de equilibrio límite (Slide)

El análisis de estabilidad de la ladera de Jiboa mediante el programa *Slide* comienza estudiando la variación del FS (según los distintos métodos de cálculo escogidos) en función de los valores de los parámetros que a priori son desconocidos: parámetros geotécnicos de los materiales críticos para la estabilidad y geometría

del plano de rotura. Todo ello considerando únicamente las condiciones estáticas. Los objetivos que se persiguen son los siguientes:

- Determinar las condiciones iniciales de estabilidad estática de la ladera de Jiboa.
- Determinar el plano de rotura compatible con las observaciones realizadas en campo.
- Estudiar el grado de influencia de las distintas litologías en la estabilidad de la ladera, concretamente los parámetros resistentes que más afectan.

Para determinar los parámetros geotécnicos más apropiados para el DJ, ya que el rango de valores de algunos de ello es muy amplio (Tabla 6.1), se ha decidido hacer los primeros cálculos de estabilidad empleando los intermedios (Tabla 6.2), para después, mediante un análisis de sensibilidad, identificar los más influyentes en los resultados de estabilidad e ir ajustándolos. Dicha elección está fundamentada en nuestras observaciones realizadas en campo. Consideramos que los parámetros medios del rango de posibles valores son los más adecuados para estudiar la ladera de Jiboa pues son representativos del doble comportamiento mecánico de muchos de los materiales involucrados en el deslizamiento, que actúan como roca en condiciones estáticas pero que con el sismo se comportan como suelos.

Tabla 6.2: Parámetros geotécnicos empleados en los modelos iniciales de Slide.

Unidad	$\gamma_{\text{unsat}}$ (kN/m <sup>3</sup> ) <sup>a</sup>	$\gamma_{\text{sat}}$ (kN/m <sup>3</sup> ) <sup>b</sup>	$c_{\text{ref}}$ (kN/m <sup>2</sup> ) <sup>c</sup>	$\phi$ (°) <sup>d</sup>
I	14.4	20.0	37.0	31.5
II	18.1	20.5	128.7	32.0
III	16.2	18.6	105.5	36.5
IV	10.7	15.9	105.5	36.0

<sup>a</sup> Peso específico seco.

<sup>b</sup> Peso específico saturado.

<sup>c</sup> Cohesión.

<sup>d</sup> Ángulo de rozamiento interno.

En cuanto a la geometría del plano de rotura, para definirla en su parte no visible, se han aplicado varios métodos de búsqueda de superficies circulares, primero, y superficies no circulares, a continuación. Éstos consisten en diferentes opciones que restringen la búsqueda a determinadas zonas del modelo que cumplan los siguientes criterios definidos por nosotros: localización en cabecera similar a la real; pendiente del escarpe y longitud similar a la real; salida del plano en el pie antes de la ladera opuesta. Estas premisas buscan limitar el número de planos válidos a aquellos que más se parezcan al real.

#### 6.3.1.1. Rotura circular

Partiendo de la posición conocida del escarpe, se han aplicado los distintos métodos de búsqueda de planos de rotura circulares que ofrece *Slide* (Figura 6.10). Para poder hacer comparaciones entre los resultados de los distintos modelos se ha tratado de escoger siempre el mismo plano circular, ya que por defecto, el

programa representa siempre el plano con menor FS global, y que en el caso de estudio casi siempre era muy superficial (Figura 6.11a). Para ello, se han empleado las coordenadas del centro geométrico del plano circular que proporciona el programa (Figura 6.11b). Es preciso mencionar que no todos los métodos de búsqueda generan el mismo número de centros posibles ni en la misma posición, por lo que cuando esto ha ocurrido se ha seleccionado el plano más parecido al de referencia. A continuación se presentan los métodos de búsqueda de superficies de rotura circular empleados:

- *Focus tangent*: La búsqueda de las superficies de rotura circulares se restringe a aquellas que sean tangentes a un segmento definido de longitud infinita (Figura 6.10). En el caso de estudio se dibujó con una inclinación ( $60^\circ$ ) y posición similar a la observada en el escarpe actual de Jiboa.

- *Focus window*: En este caso, por medio de la creación de un cuadrilátero, la búsqueda queda limitada a aquellas superficies que pasen por su interior, pues el radio de los círculos está condicionado por la distancia mínima y máxima desde el centro de la malla a esta “ventana”. Los límites laterales del cuadrilátero (sobre todo el derecho) se dibujaron con una pendiente similar a la superficie de rotura observada ( $60^\circ$ ). La localización de la ventana de búsqueda también se escogió para identificar aquellos planos de rotura en posición similar a la observada.

- *Focus line*: La búsqueda queda restringida a aquellas superficies circulares que cortan la línea definida. El radio mínimo y máximo desde los centros de la malla se calcula con la distancia mínima y máxima, respectivamente, a la línea. Se dibujó en el punto donde la superficie de rotura observada deja de ser visible por causa de los materiales deslizados. La finalidad de este procedimiento consiste en obligar a buscar únicamente aquellos planos que pasen por ella, y así conocer cómo podría continuar la geometría del plano en profundidad. Se dibujó de manera que los posibles planos de rotura tuviesen una pendiente similar a la observada.

- *Auto refine search*: Este método emplea un algoritmo en un proceso iterativo en el que los resultados de una iteración son utilizados en la siguiente para constreñir el área de búsqueda en el talud. Los factores de seguridad suelen ser menores que los obtenidos con los métodos *Grid Search* o *Slope Search*. Se utilizó para contrastar los resultados de los FS obtenidos con los demás métodos y comprobar en qué grado está condicionado el resultado por el método de búsqueda empleado.

- *Three points*: permite definir una superficie de rotura circular a partir de tres puntos por los que tiene que pasar.



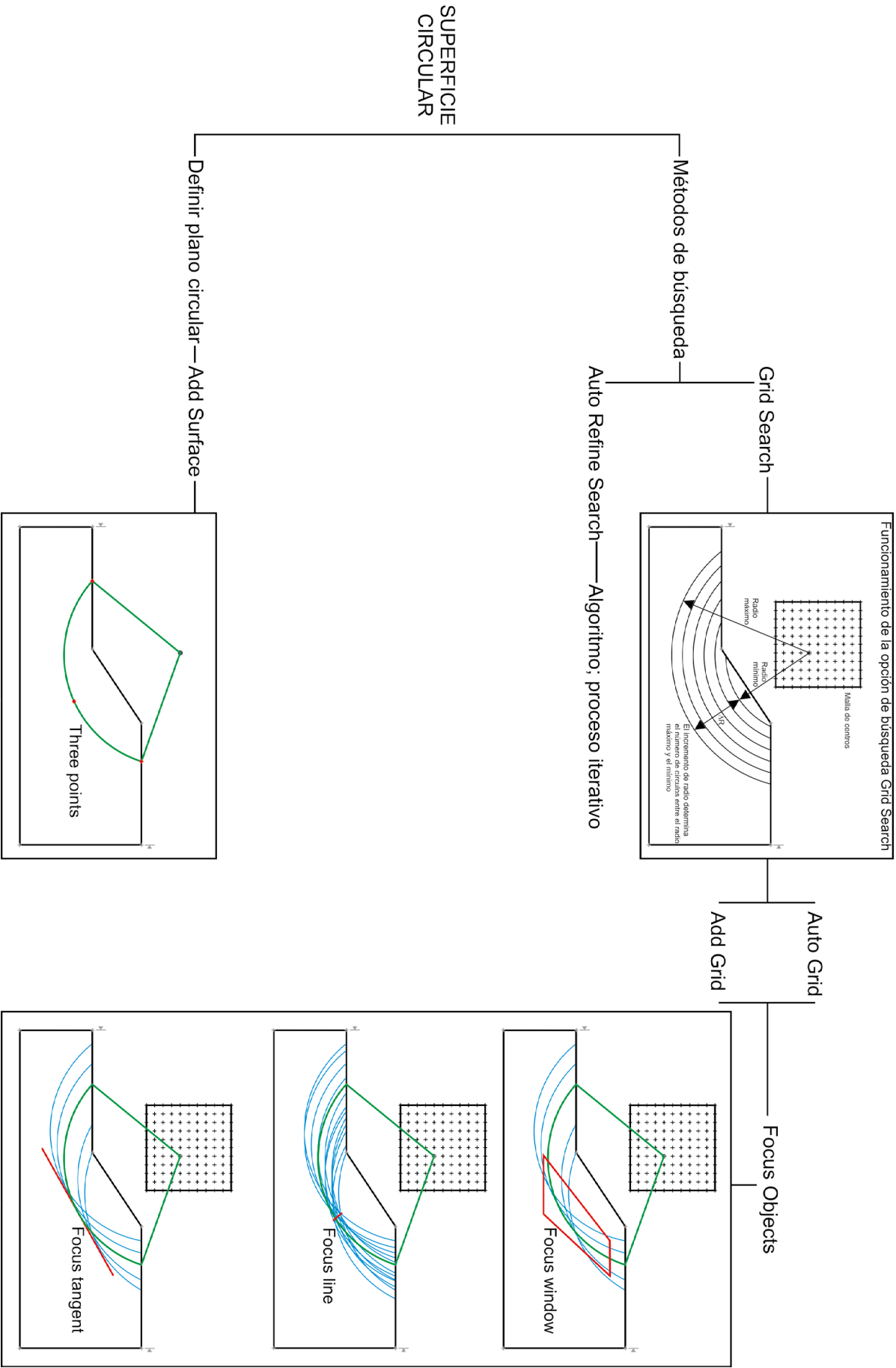


Figura 6.10: Métodos de búsqueda de superficies de rotura circulares empleados.

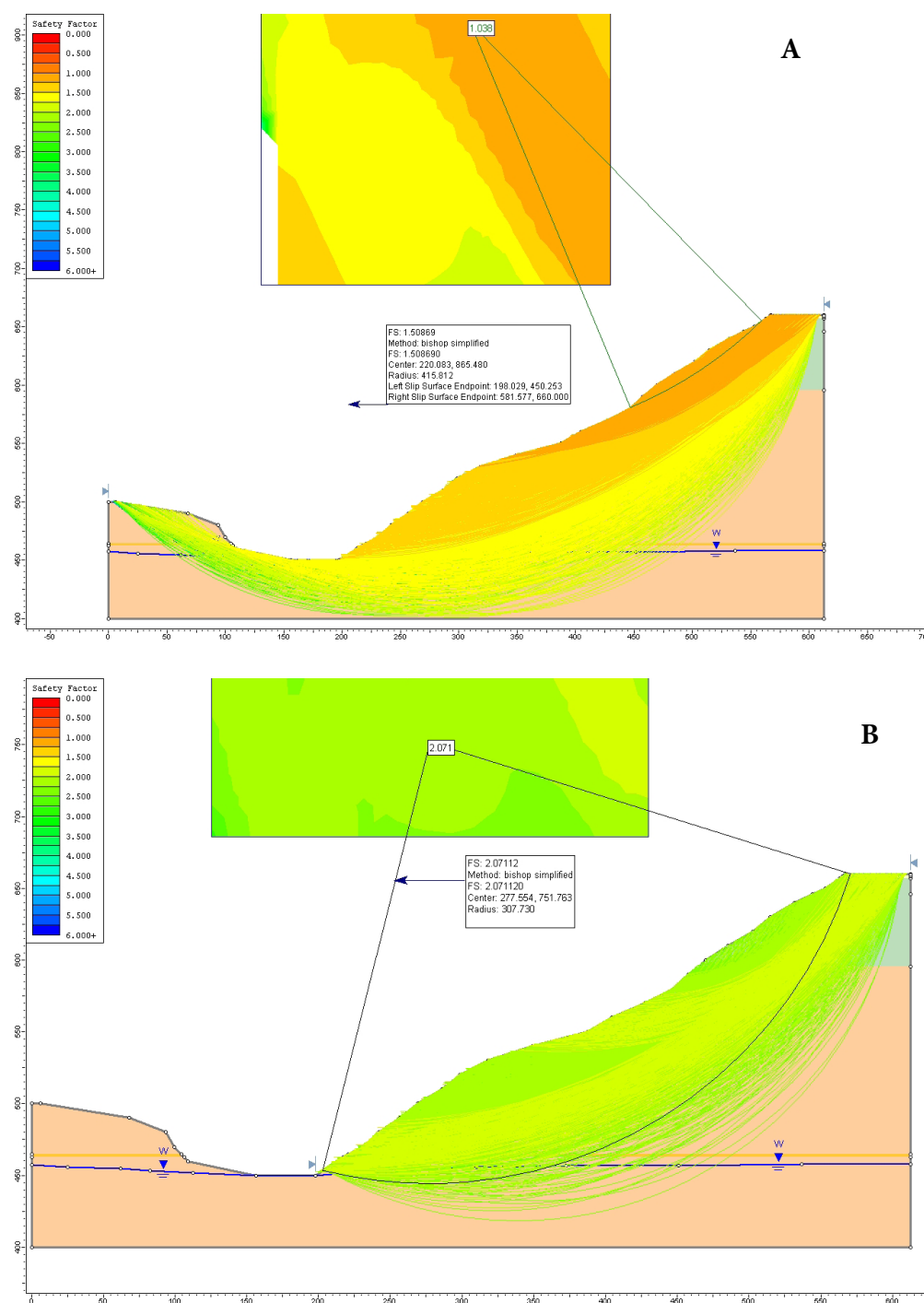


Figura 6.11: (a) Plano de rotura superficial con el menor FS global. (b) Superficie de rotura circular cuya posición y pendiente en cabecera se aproxima al plano observado. El cuadro central contiene datos relativos al plano, y entre ellos las coordenadas de su centro geométrico.

Los resultados se presentan en la Figura 6.12. Los valores incluidos en esta figura no contienen los correspondientes a los FS mínimos ya que en ningún modelo coincidió que el plano de rotura con FS mínimo se pareciese al real.

## Plano de rotura circular

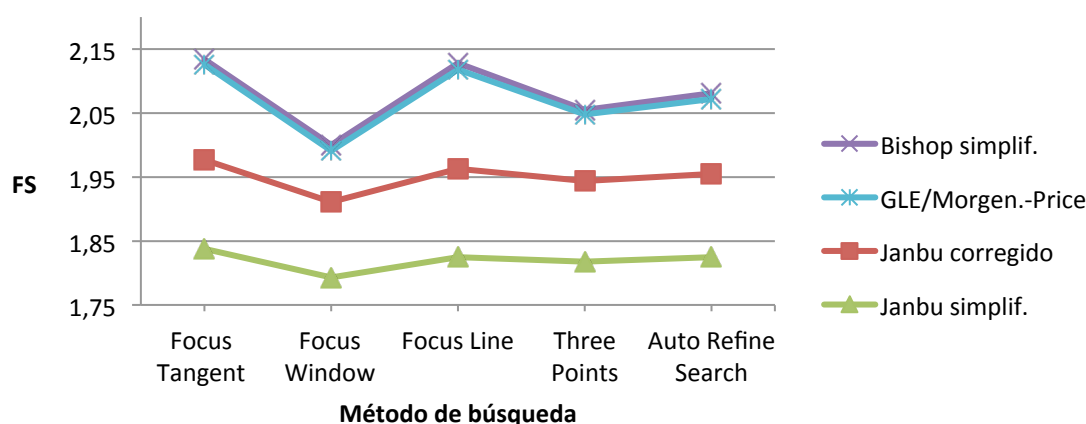


Figura 6.12: Factores de seguridad resultantes de aplicar distintos métodos de cálculo y diferentes métodos de búsqueda de roturas circulares considerando los valores medios de los parámetros resistentes.

Del gráfico se concluye que el DJ es estable en condiciones estáticas, presentando valores de FS entre 1,8 y 2,1 según el método más y menos conservador. También se observa que los distintos métodos de búsqueda del plano de rotura arrojan valores de FS muy parecidos para un mismo método de cálculo. El método de cálculo más conservador es el de Janbu simplificado, seguido del de Janbu corregido, del método de método GLE/Morgenstern-Price y del método de Bishop simplificado en último lugar.

### 6.3.1.2. Rotura no circular

También partiendo de la posición conocida del escarpe, se han aplicado los distintos métodos de búsqueda de planos de rotura no circulares que ofrece *Slide* (Figura 6.13).

- *Add surface*: Mediante esta opción se puede añadir una superficie de rotura no circular a partir de un mínimo de tres puntos, dos de los cuales han de ser la intersección con la superficie en cabecera y al pie. Además, para que la superficie de rotura definida sea cinemáticamente posible, los puntos intermedios deben tener una posición en el eje X correlativa, es decir, que la superficie no puede invertir su dirección o incluir segmentos verticales. Con esta opción se puede evaluar el FS de una superficie concreta de forma aislada, o en conjunto con otras superficies establecidas mediante un método de búsqueda. En nuestro caso se dibujó una superficie de rotura no circular cuya pendiente en cabecera y localización en ella se asemejase a la observada.

- *Block search window*: Este método está dirigido a buscar la localización de los vértices que definen la superficie de rotura. En el caso de estudio se optó por utilizar dos ventanas en el interior de la ladera como objetos de búsqueda (Figura 6.13) y así poder estudiar la variabilidad de las geometrías y factores de seguridad de los diferentes planos de rotura calculados y que se asemejasen a lo observado en campo. La ventana superior se localiza a la altura donde en campo deja de observarse la superficie de rotura por causa de los materiales deslizados. La finalidad es estudiar con qué geometría podría continuar dicha superficie en profundidad, además de conocer el FS correspondiente. La función de las ventanas es contener un vértice de la superficie de rotura (generado aleatoriamente) y que se unirá mediante segmentos al resto. Además de fijar el tamaño de la ventana y su ubicación, es necesario

establecer un rango de ángulos que tendrán los segmentos con los que se unirá cada punto con la superficie del talud (Figura 6.13). En el caso de estudio se definió un rango de ángulos de 50-60° en la ventana superior para obligar a buscar únicamente aquellos planos de rotura con inclinaciones similares a la observada y que al mismo tiempo cortasen la superficie por la zona real.

- *Block search polyline-point*: Mediante la combinación de estas dos opciones de búsqueda se forzó a buscar aquellos planos que pasasen por el pie de la ladera y que tuviesen una pendiente en cabecera de aproximadamente 60° (como la observada en realidad). Para ello se situó un punto en el pie de la ladera y se dibujó una línea con una longitud y rango de inclinación similar a la observada en campo (50-70°) (Figura 6.13).

- *Path search*: Con este método de búsqueda se acota la zona de salida de la superficie de rotura. En el caso de estudio se definieron dos zonas, una al pie y otra en la cabecera. Además de acotar las zonas, hay que definir, al igual que en los dos métodos anteriores, un rango de ángulos entre los que el programa buscará los planos que cumplan las tres condiciones: que salgan por las dos zonas acotadas y que tengan una inclinación dentro de los rangos definidos. En el caso de estudio se asignó un rango de ángulo tal que los posibles planos resultantes tuviesen una pendiente similar a la observada.

Los distintos objetos de búsqueda se han situado y dimensionado para que los planos resultantes fuesen lo más parecidos al observable en el campo. Del mismo modo que en el caso de los modelos con roturas circulares, se ha tratado de escoger los mismos planos para que las comparaciones entre sus factores de seguridad sean válidas. En este caso no existía una coordenada que poder trasladar a todos los modelos, por lo que se utilizó un criterio visual para la selección de los planos. Los resultados se presentan en la Figura 6.14.

Las conclusiones derivadas de los gráficos son similares a las extraídas con los métodos de búsqueda de superficies circulares:

- Independientemente del método de búsqueda y de cálculo con los valores de los parámetros resistentes medios, el DJ es estable en condiciones estáticas.
- A excepción de los métodos de cálculo de Bishop simplificado y GLE/Morgenstern-Price, el FS no varía demasiado en función del método de búsqueda.
- También se comprueba que el método de cálculo más conservador es el de Janbu simplificado, seguido del de Janbu corregido, del método de Bishop simplificado y del método GLE/Morgenstern-Price en último lugar.

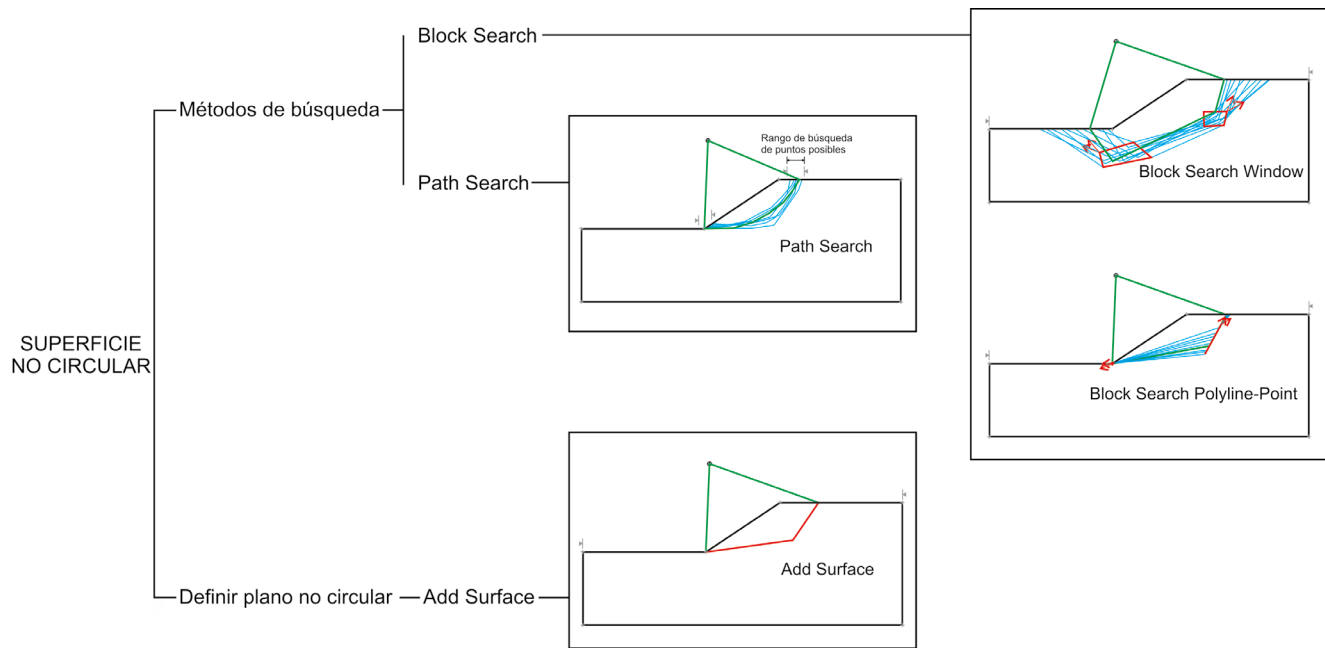


Figura 6.13: Métodos de búsqueda de superficies de rotura no circulares empleados.

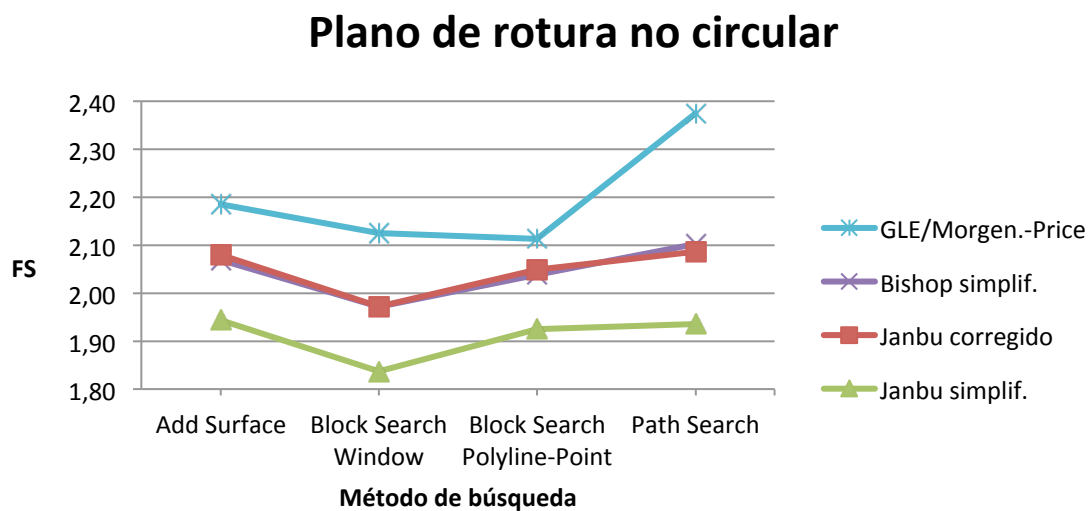


Figura 6.14: Factores de seguridad resultantes de aplicar distintos métodos de cálculo y diferentes métodos de búsqueda de roturas no circulares considerando los valores medios de los parámetros resistentes.

A la vista de los resultados obtenidos hasta este punto, se concluye que:

- De todos los métodos de búsqueda de superficies de rotura empleados, los correspondientes a roturas no circulares ofrecen planos más parecidos al real (en la parte observable), y dentro de estos, la opción *path search* es la que se ajusta más a la realidad.
- En ausencia de sismicidad, la ladera es totalmente estable, con valores de FS entre 1,8 y 2,4 según

el método de cálculo más y menos conservador.

- Los valores de FS arrojados permiten concluir que el método de cálculo de Janbu Simplificado es el más conservador, seguido del de Janbu Corregido, Bishop Simplificado, y GLE/Morgenstern-Price en último lugar.

### 6.3.1.3. Análisis de sensibilidad y grado de influencia de los distintos parámetros en el FS

Mediante la aplicación del análisis de sensibilidad se pretende identificar los parámetros y materiales que resultan críticos a la hora de evaluar la estabilidad de la ladera (FS). El objetivo es abordar la incertidumbre asociada a la elección de los parámetros geotécnicos, ya que la naturaleza heterogénea de los materiales que componen la ladera, no permite establecer valores de parámetros resistentes al conjunto de materiales, pues se trata, en la mayoría de los casos, de litologías compuestas por fragmentos de roca de tamaños heterométricos (centimétrico a métrico), englobados en una matriz de granulometría fina con distintas proporciones (arenas y limos), que confieren al material un comportamiento mecánico de roca / suelo.

Para ello, se recurrió a la opción que ofrece el software *Slide* llamada *Sensitivity Analysis* (Análisis de Sensibilidad) que permite determinar el valor de una única variable cuando se conocen el resto de los parámetros de la ladera (superficie de rotura, FS, parámetros resistentes, y presión de poros). Es importante señalar que a diferencia de un análisis probabilístico, en uno de sensibilidad sólo varía una variable cada vez, y el resto de los parámetros adopta los valores medios.

La manera en la que el programa lleva a cabo un análisis de sensibilidad es la siguiente:

- Para el o los parámetros de entrada el usuario especifica un valor mínimo y uno máximo.
- Cada parámetro es variado en incrementos uniformes entre los valores mínimo y máximo, calculándose el FS global mínimo para cada valor. Mientras varía un parámetro, el resto permanece constante en sus valores medios.
- Como resultado, se obtiene un gráfico del FS frente al parámetro o parámetros de entrada que permite determinar la sensibilidad del FS a la variación de éste o éstos, de manera que:
  - una curva con pendiente indicará que el FS es sensible a la variación del valor del parámetro,
  - mientras que una curva relativamente plana indicará que el FS no es sensible a la variación del valor del parámetro en cuestión.

Por tanto, el análisis de sensibilidad sirve para identificar qué parámetros pueden ser críticos a la hora de evaluar la estabilidad de una ladera, y cuáles tienen menor relevancia.

Los valores de partida adoptados fueron los medios, y los incrementos aquellos que permitían alcanzar el valor máximo y mínimo del rango de cada variable durante el análisis (Tabla 6.3). Los resultados se muestran en las figuras 6.15 y 6.16 y en la Tabla 6.4. Es importante mencionar que el análisis de sensibilidad se efectúa únicamente en la superficie de rotura con el FS mínimo, y no en el plano correspondiente a la rotura de Jiboa. No obstante, lo interesante de este análisis es conocer cuánto puede variar el FS según los distintos valores que puede adoptar una variable, por lo que no es trascendente que el FS de partida sobre el que se estudia la variabilidad sea el mínimo en vez del valor del plano real (o más parecido).



Tabla 6.3: Valores adoptados en el análisis de sensibilidad de los parámetros resistentes.

Unidad	Propiedad <sup>a</sup>	Mínimo	Máximo
I	c	30	40
	$\varphi$	30	33
	$\gamma_d$	11	17.8
II	c	7.4	250
	$\varphi$	28.4	35
	$\gamma_d$	16.2	20
III	c	11	200
	$\varphi$	35	38
	$\gamma_d$	13.1	19.3
IV	c	11	200
	$\varphi$	36	36
	$\gamma_d$	10	11.4

<sup>a</sup> c - Cohesión (kN/m<sup>2</sup>);  $\varphi$  - Ángulo de rozamiento interno (°);  $\gamma_d$  - Peso específico seco (kN/m<sup>3</sup>).

Tabla 6.4: Grado de influencia en el FS de los parámetros estudiados en el análisis de sensibilidad.

Importancia	Parámetro <sup>a</sup>	Unidad	$\Delta FS^b$
1º	c	III	0,474
2º	$\varphi$	III	0,161
3º	c	IV	0,100

<sup>a</sup> c - Cohesión;  $\varphi$  - Ángulo de rozamiento interno.

<sup>b</sup> Rango de variación del FS entre los valores máximo y mínimo dados en el análisis de sensibilidad (Tabla 6.3).

En el eje de abscisas el 0 representa el valor mínimo de cada variable, y el 100 el valor máximo. La intersección de las curvas representa siempre el valor medio de cada variable.

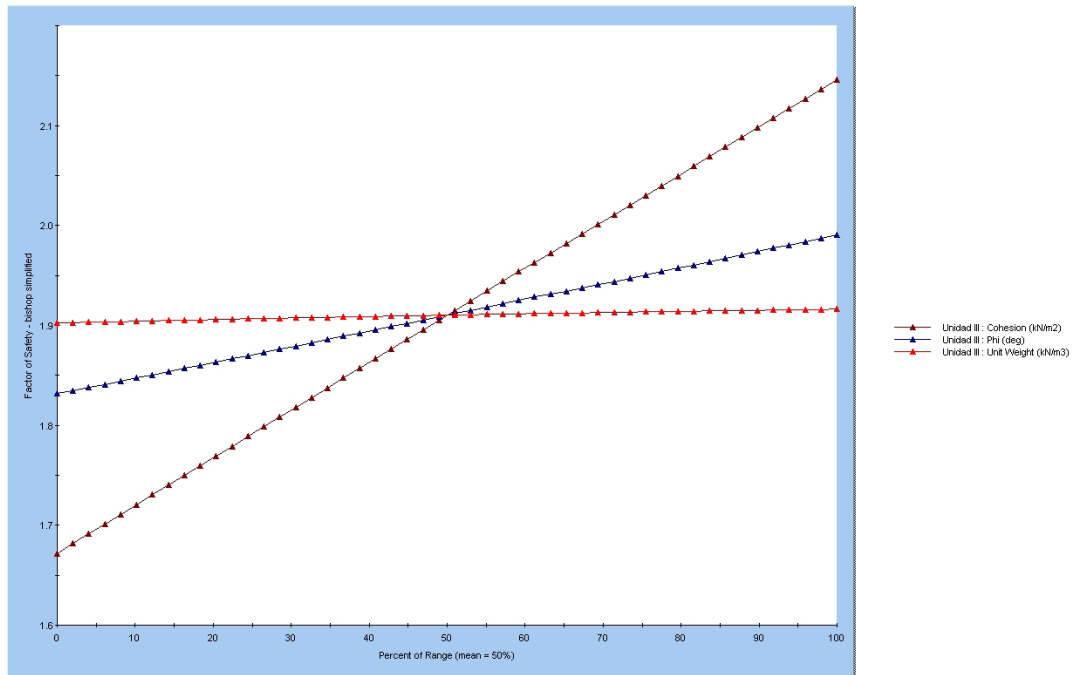


Figura 6.15: Sensibilidad del FS a la variabilidad de los parámetros de la Unidad III.

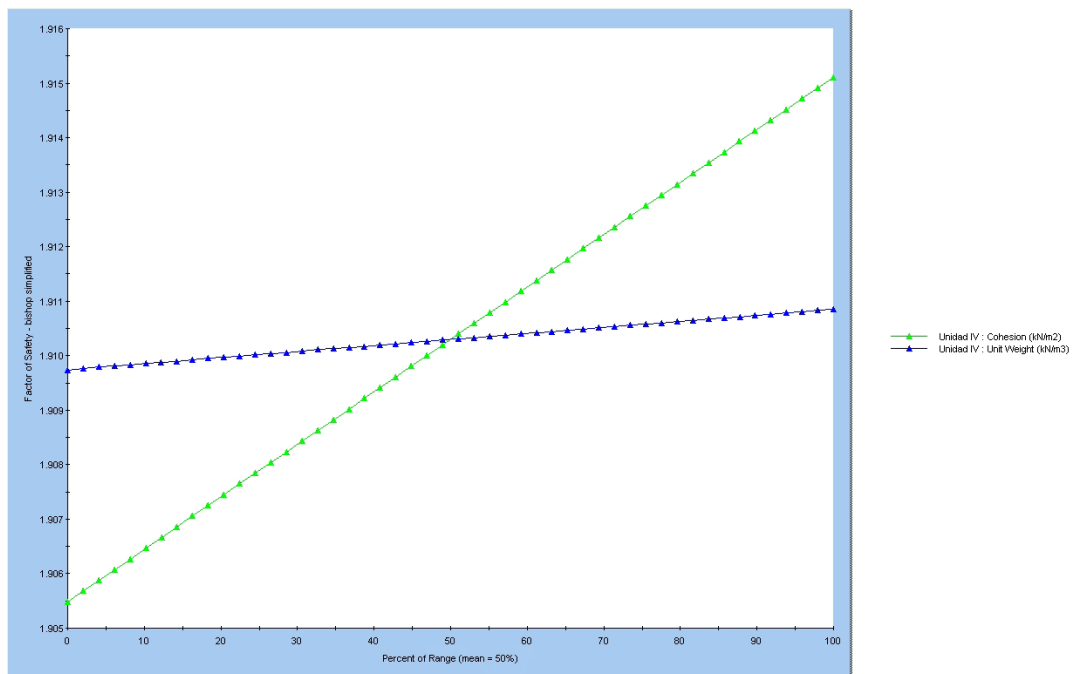


Figura 6.16: Sensibilidad del FS a la variabilidad de los parámetros de la Unidad IV.

A la vista de los resultados representados en los gráficos de sensibilidad se pueden extraer las siguientes observaciones:

- En el modelo considerado, los parámetros de la Unidad I y II no contribuyen a la variación del FS.
- Dentro de la Unidad III, la cohesión ( $\Delta FS=0,474$ ) y el ángulo de rozamiento interno ( $\Delta FS=0,16$ ) son los parámetros que afectan al valor del FS (Figura 6.15).
- Por último, dentro de la Unidad IV solamente tiene influencia en el FS la cohesión ( $\Delta FS=0,10$ ) (Figura 6.16).
- Los parámetros de la Unidad III son los que influyen más en el valor del FS global, pues es la unidad de mayor espesor. Sin embargo, la cohesión no afecta tanto al haberle dado a las tobas valores máximos correspondientes a roca y unos mínimos de suelo. Lo mismo sucede con las brechas de la Unidad II, que pese a la variabilidad en su valor tampoco resulta determinante en el FS global resultante.

Representando todos los parámetros (Figura 6.17-6.20), e independientemente del método de cálculo empleado (pues todas las curvas presentan prácticamente la misma pendiente), se aprecia cómo es la cohesión de la Unidad III la que más influye en el valor del FS, seguido por el ángulo de rozamiento interno de la misma unidad, la cohesión de la Unidad II, y en último lugar el peso específico de la Unidad II, no teniendo el resto de los parámetros apenas influencia en el FS (Tabla 6.4).

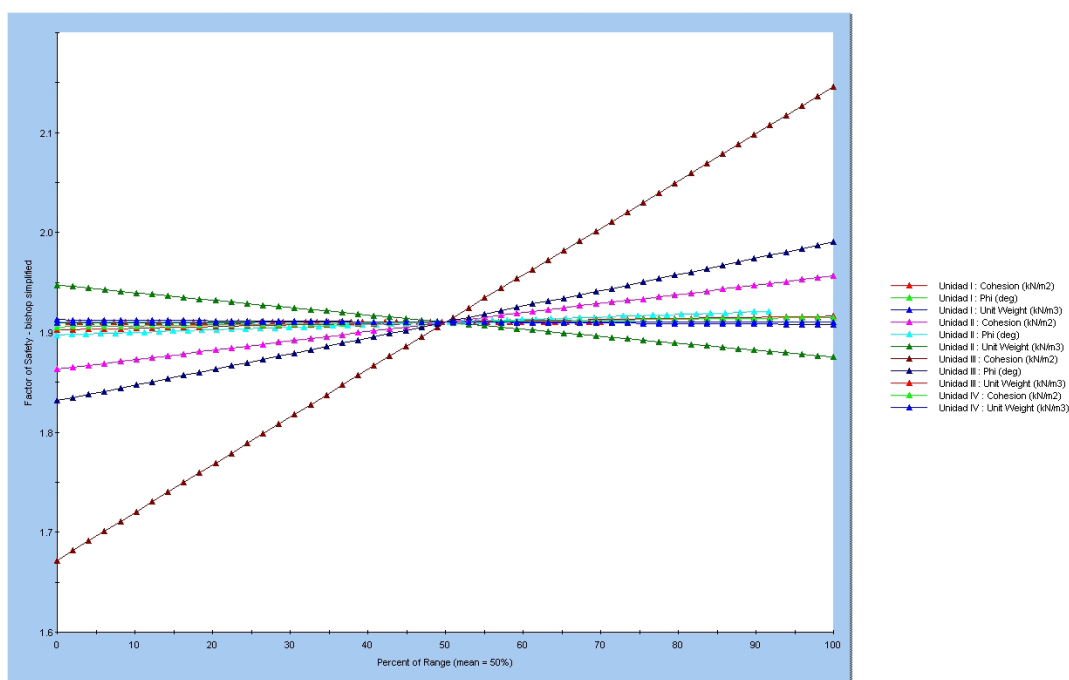


Figura 6.17: Sensibilidad del FS frente a todas las variables según el método de cálculo de Bishop Simplificado.

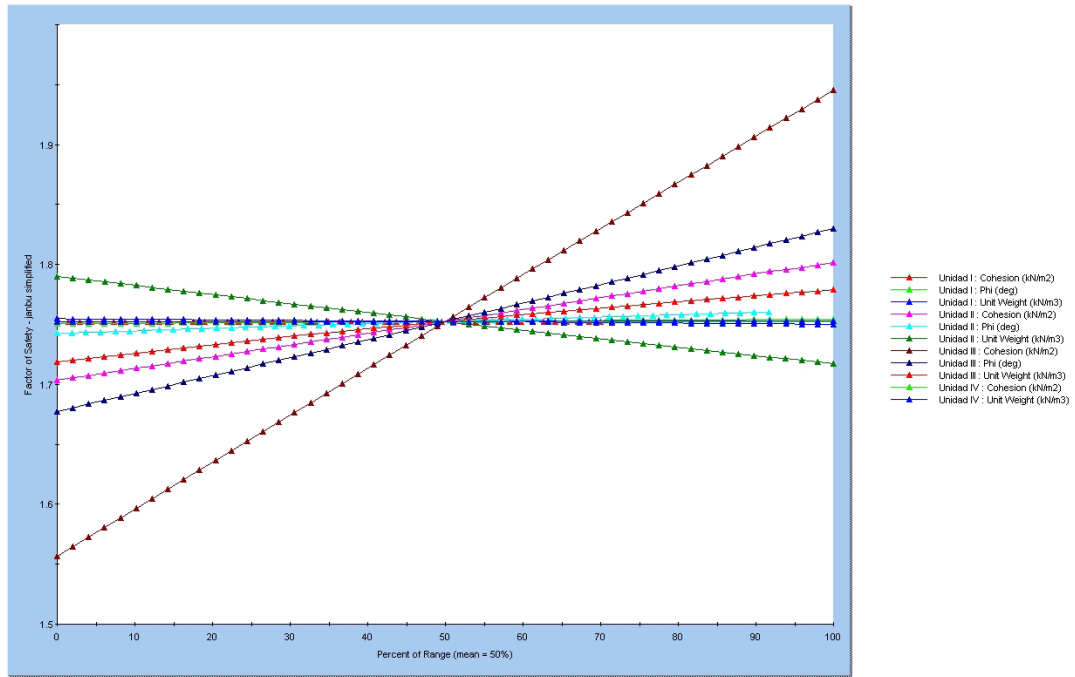


Figura 6.18: Sensibilidad del FS frente a todas las variables según el método de cálculo de Janbu Simplificado.

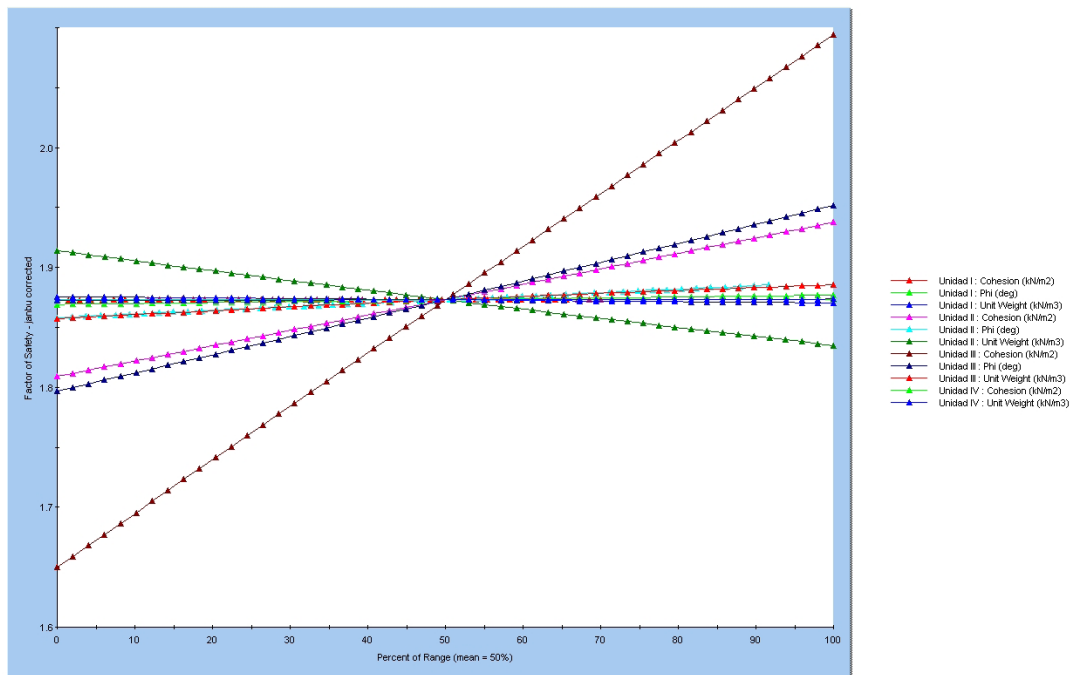


Figura 6.19: Sensibilidad del FS frente a todas las variables según el método de cálculo de Janbu Corregido.

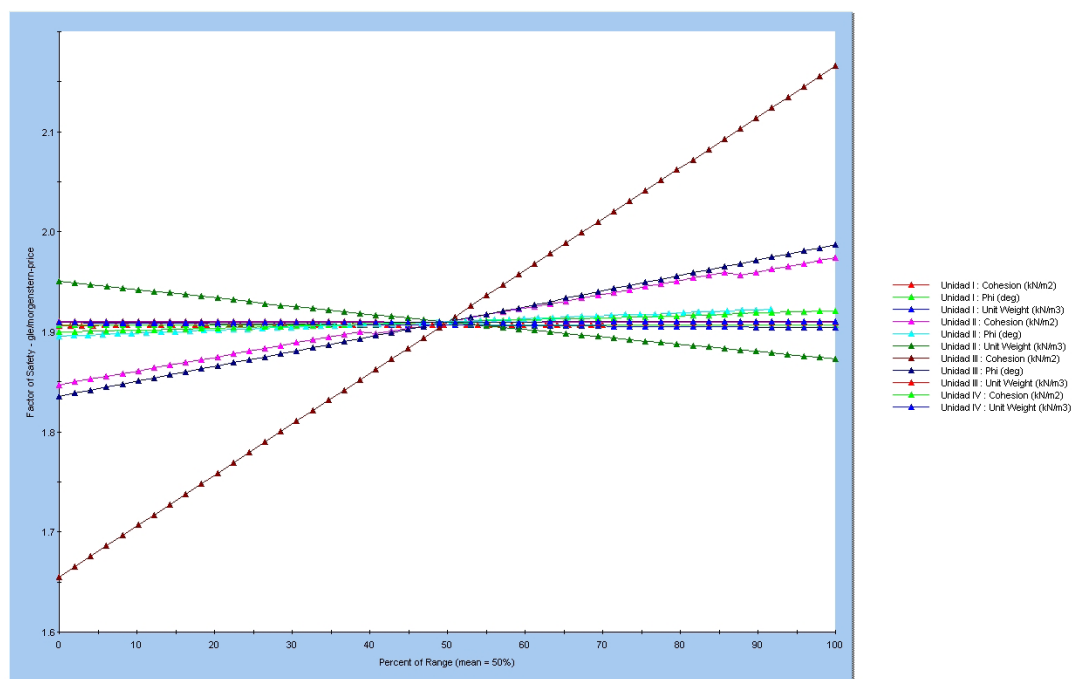


Figura 6.20: Sensibilidad del FS frente a todas las variables según los métodos de cálculo GLE y Morgenstern-Price.

Del análisis de sensibilidad se desprende lo siguiente:

- La unidad más crítica de cara a la estabilidad estática del DJ es la correspondiente a las tobas no consolidadas (Unidad III), y sus parámetros más críticos son la cohesión y el ángulo de rozamiento interno.
- Se comprueba que el método de cálculo del FS no influye en los resultados de los análisis de sensibilidad.

En base a los resultados obtenidos tras los análisis llevados a cabo en cuanto a la determinación del plano de rotura y de los parámetros y unidades más críticas de cara a la estabilidad del DJ, se ha elaborado un nuevo modelo del DJ con la superficie de rotura encontrada con el método de búsqueda *path search*, y con los parámetros medios en todas las unidades, a excepción de la IV en la que se aplicaron los parámetros mínimos (Figura 6.21). El objetivo consiste en estudiar la influencia de la Unidad IV en el FS, concretamente en función de los valores de cohesión y ángulo de rozamiento interno (Tabla 6.5), pues el valor de su peso específico no representa una incógnita. Por tanto, se ha realizado un nuevo análisis de sensibilidad que muestra que el ángulo de rozamiento interno es el parámetro que más influye ( $\Delta FS=0,396$ ) (Figura 6.27).

Tabla 6.5: Valores adoptados en el análisis de sensibilidad de los parámetros resistentes de la Unidad IV.

Unidad	Propiedad <sup>a</sup>	Mínimo.	Máximo
IV	c	0	22
	$\varphi$	0	36

<sup>a</sup> c - Cohesión (kN/m<sup>2</sup>);  $\varphi$  - Ángulo de rozamiento interno (°).

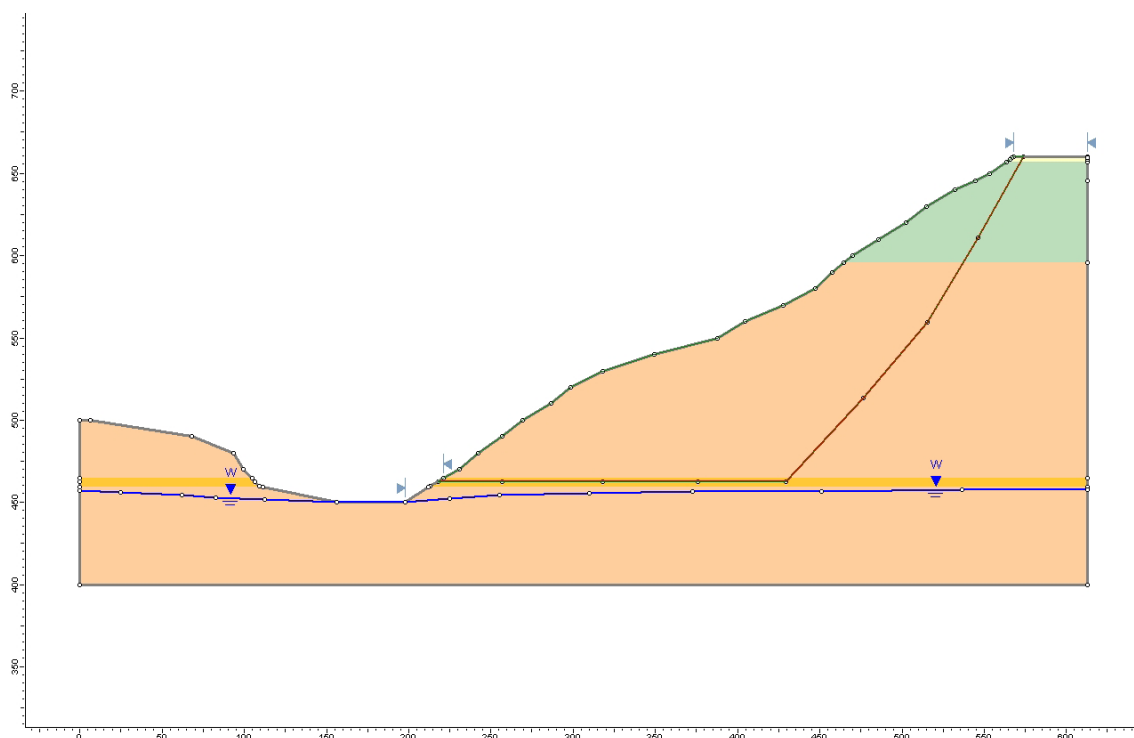


Figura 6.21: Nuevo modelo del DJ (con el plano de rotura incorporado) para estudiar la sensibilidad de los parámetros resistentes ( $c$ ,  $\phi$ ) de la Unidad IV.

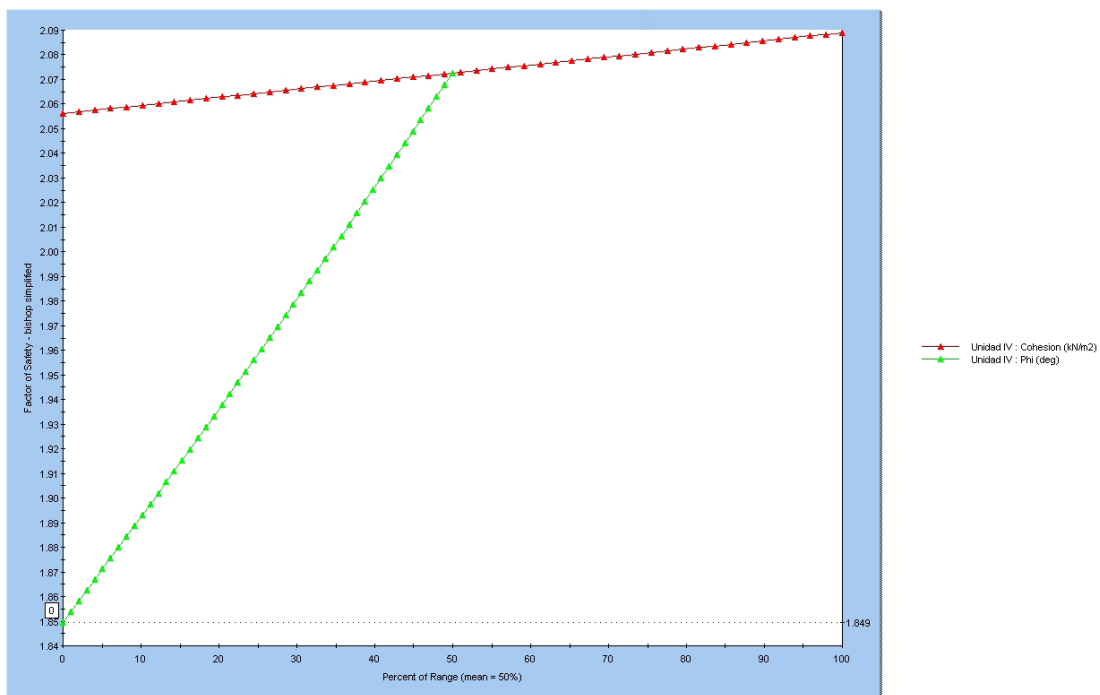


Figura 6.22: Sensibilidad del FS frente a la cohesión y ángulo de rozamiento interno de la Unidad IV.

Los resultados obtenidos hasta este punto y que derivan de los trabajos realizados para poder contestar



a la pregunta inicial sobre la condición de estabilidad del DJ previa al terremoto (condiciones estáticas) permiten sacar las siguientes conclusiones:

- El DJ es totalmente estable en condiciones estáticas. Independientemente del método de cálculo y considerando el plano de rotura más parecido al real, el FS varía entre 1,8 y 2,4 según el método de cálculo más y menos conservador. Este resultado pone de manifiesto que el DJ se localiza en una zona de muy baja susceptibilidad a sufrir deslizamientos profundos debido a las características geomecánicas de los materiales de dicha zona.
- El método de búsqueda de superficies de rotura no circulares *path search* es el que ofrece un resultado más satisfactorio en cuanto a la localización y geometría del plano de rotura, pues es compatible con la rotura profunda no sólo de Jiboa sino con la de los paleodeslizamientos localizados en la misma zona.
- Los análisis de sensibilidad llevados a cabo para identificar los materiales y parámetros más críticos para la estabilidad del DJ ponen de manifiesto que la Unidad III es la que mayor influencia tiene en el FS, y dentro de ella, la cohesión y el ángulo de rozamiento interno son los parámetros resistentes más críticos de cara a la estabilidad de la ladera.
- En relación a los métodos de cálculo se concluye que el que arroja valores más bajos es el MJS, y el que ofrece factores de seguridad más altos es el método GLE/MM-P.
- Los resultados sirven para avalar nuestra hipótesis de que la mayor parte de las grandes inestabilidades cartografiadas en los valles de Jiboa y El Desagüe se hayan tenido que producir bajo una acción sísmica similar a la producida por el terremoto del 13 de Febrero de 2001.

### 6.3.2. Análisis de estabilidad en condiciones pseudo-estáticas mediante los métodos de equilibrio límite (*Slide*)

Una vez establecido el modelo de rotura más adecuado y los parámetros geotécnicos más representativos del DJ, se ha realizado el análisis de su estabilidad en condiciones pseudo-estáticas.

Los “movimientos fuertes de terreno” (strong ground motion) que pueden condicionar las inestabilidades se caracterizan por su amplitud, frecuencia y duración. El parámetro de amplitud es el que se emplea con más frecuencia en las aplicaciones de ingeniería geológica, y sobre todo en el cálculo de estabilidad de taludes y laderas. Se trata de la aceleración máxima horizontal o la aceleración de pico o PGA (Peak Ground Acceleration). La aceleración se expresa habitualmente normalizada con respecto a la aceleración de la gravedad, en unidades “g”. En nuestro caso de estudio se ha considerado el valor del PGA registrado en la estación sísmica más cercana (Zacatecoluca, 0,408g) durante el terremoto que causó el DJ, el del 13 de Febrero de 2001.

El programa permite añadir una aceleración pseudo-estática para modelizar la aceleración de pico del terreno generada por un terremoto y así poder evaluar la estabilidad sísmica del talud. Este parámetro asume que la aceleración es aplicada durante un periodo de tiempo significativamente largo de manera

que los esfuerzos inducidos pueden ser considerados constantes [Hampton *et al.*, 1996], de manera que la respuesta dinámica de los materiales no puede ser tomada en cuenta.

Los parámetros introducidos son coeficientes adimensionales que representan la máxima aceleración de un terremoto como una fracción de la aceleración de la gravedad.

También pueden ser entendidos como el porcentaje del peso de cada rebanada que será aplicado como una fuerza sobre ellas mismas.

En el modelo de EL, estos coeficientes se aplican en el centroide de cada rebanada en forma de una fuerza sísmica (Figura 6.23):

$$F_s = k_s W = k_s A \gamma \quad (6.1)$$

donde,

$F_s$  es la fuerza sísmica (horizontal ( $F_h$ ) o vertical ( $F_v$ )),

$K_s$  es el coeficiente sísmico (horizontal ( $K_h$ ) o vertical ( $K_v$ )),

$W$  es el peso de la rebanada,

$A$  es el área de la rebanada, y

$\gamma$  es el peso específico del material de la rebanada

La fuerza de la gravedad no aparece explícitamente en la ecuación puesto que ya está incorporada en el peso específico del material introducido al definir las propiedades de los materiales.

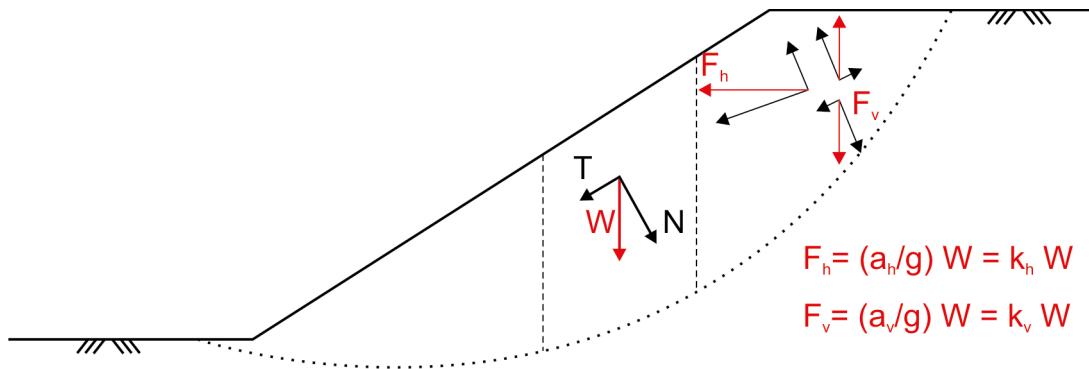


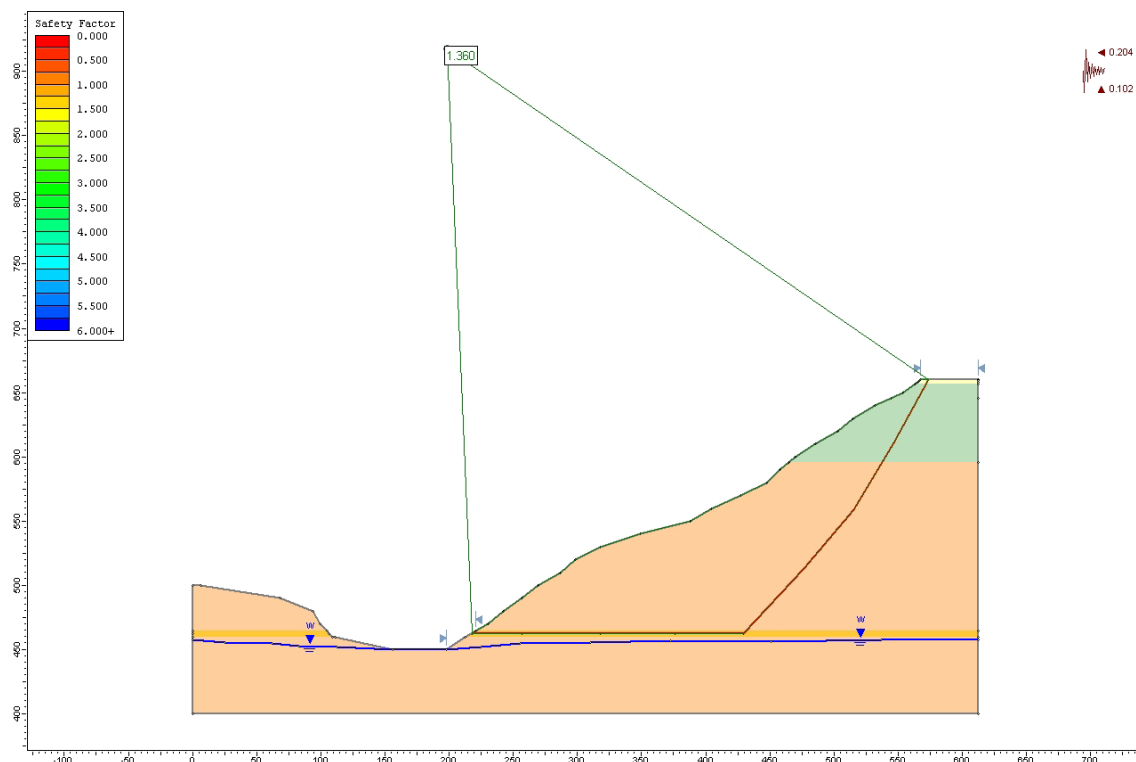
Figura 6.23: Fuerzas sísmicas que actúan en un talud.

El coeficiente horizontal ( $K_h$ ) siempre es positivo, y representa la fuerza horizontal sísmica dirigida hacia fuera de la pendiente, es decir, en la dirección de la rotura, por lo que contribuye a la disminución del factor de seguridad de la ladera. Este valor se define habitualmente como la mitad de la aceleración máxima del terreno (PGA) [Kramer, 1996].

A diferencia de éste, el coeficiente vertical ( $K_v$ ) puede ser tanto positivo como negativo, e influye directamente en el esfuerzo normal ( $N$ ), que a su vez afecta al esfuerzo de cizalla ( $T$ ) en la base de cada rebanada. En

el primer caso, representa la fuerza sísmica dirigida hacia abajo, mientras que en el segundo está dirigida hacia arriba. Su efecto sobre el FS no resulta tan obvio, pudiéndolo aumentar o disminuir.

El resultado del análisis pseudo-estático del DJ pone de manifiesto que la ladera sigue siendo estable (FS = 1,36) (Figura 6.24).

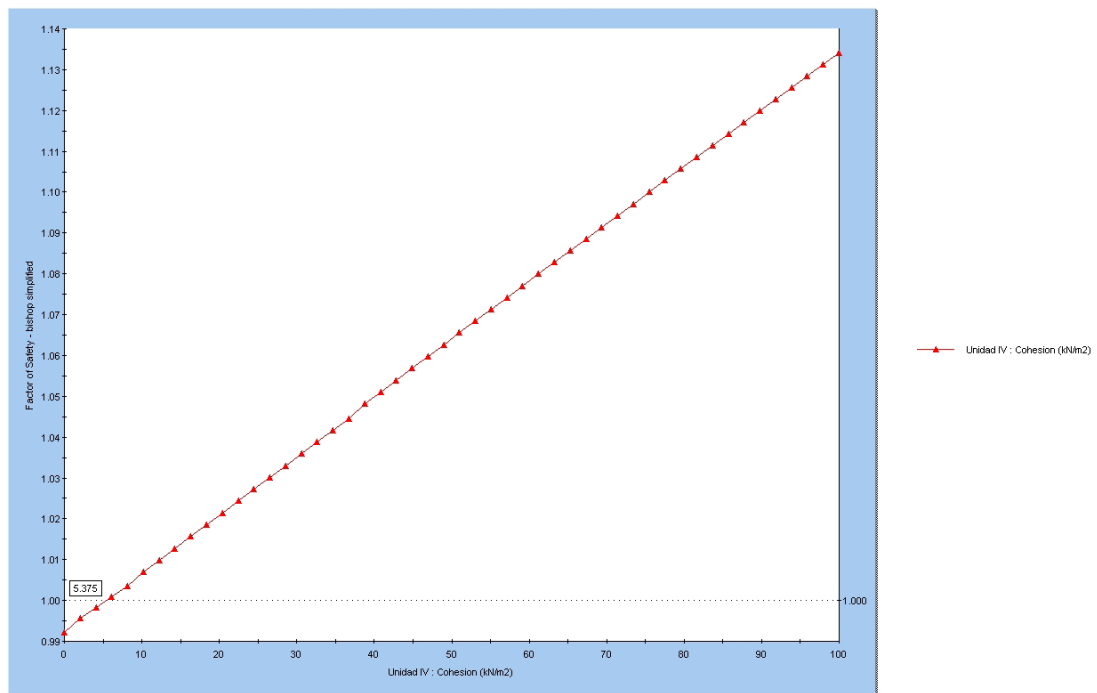


*Figura 6.24: Modelo del deslizamiento de Jiboa resultado del análisis pseudo-estático considerando el valor del PGA de 0,408g registrado en la estación sísmica más cercana (Zacatecoluca) durante el terremoto que lo causó, el del 13 de Febrero de 2001.*

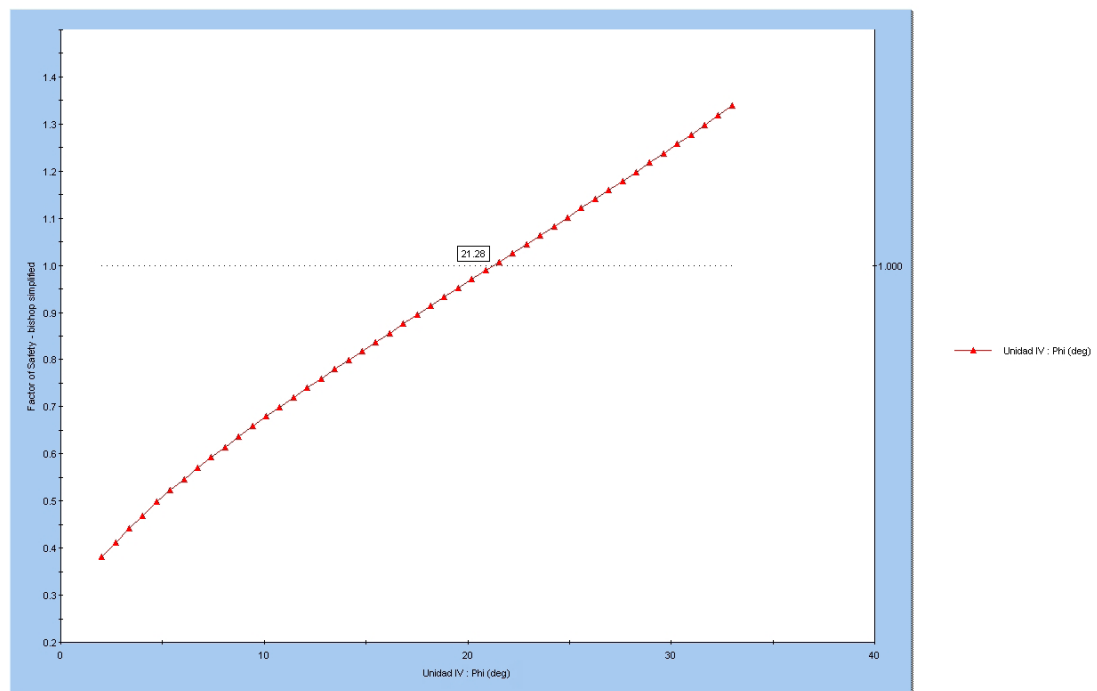
Llegado este punto, se han realizado dos nuevos análisis de sensibilidad con respecto a los parámetros geotécnicos de la Unidad IV y al valor de PGA experimentado, para dar respuesta a dos hipótesis que nos planteamos para poder explicar la condición de inestabilidad de la ladera.

- Hipótesis 1: Los parámetros resistentes de la Unidad IV (debido a su peculiar microestructura) adquieren parámetros resistentes muy por debajo de sus valores iniciales como consecuencia de la energía sísmica.
- Hipótesis 2: El movimiento fuerte del terreno (PGA) experimentado sea superior al valor registrado.

En relación a la primera hipótesis, del análisis de sensibilidad realizado en sus parámetros resistentes críticos (Figura 6.25) se concluye que para alcanzar la inestabilidad (Figura 6.26) con el PGA registrado la cohesión debe ser igual a 5 kN/m<sup>2</sup> y el ángulo de rozamiento interno de 21°.



A



B

Figura 6.25: Gráficos del análisis de sensibilidad llevado a cabo en la Unidad IV que muestran los valores de (a) cohesión y (b) ángulo de rozamiento interno para los que el  $FS = 1$ .

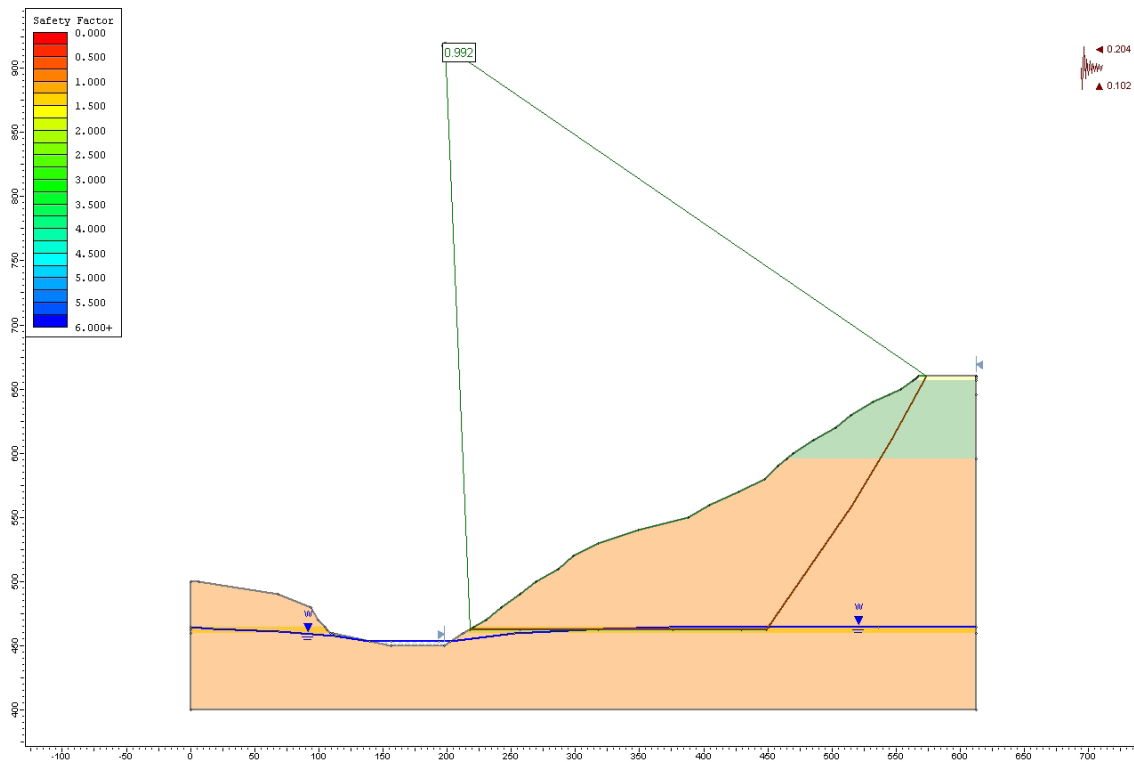


Figura 6.26: Modelo inestable ( $FS < 1$ ) de la ladera de Jiboa aplicando los parámetros obtenidos tras los análisis de sensibilidad (parámetros post-sismo en la Unidad IV).

Respecto al hipotético caso en el que la Unidad IV mantenga sus parámetros resistentes invariables durante la ocurrencia del terremoto, sería necesaria una PGA 1,9 veces superior a la registrada en Zacatecoluca (Figura 6.27).

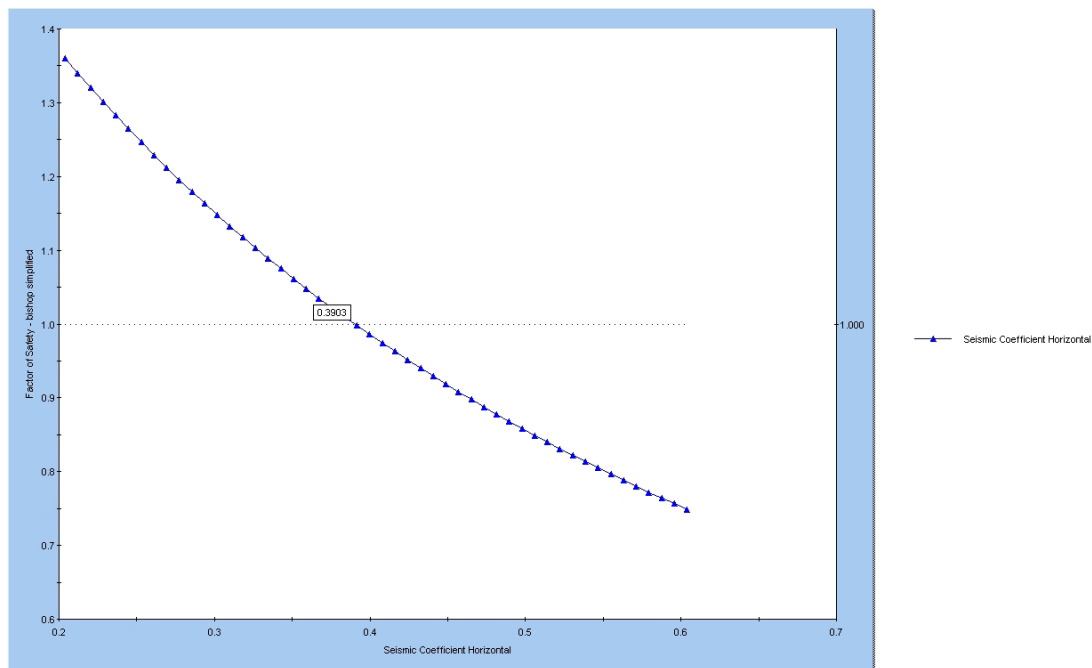


Figura 6.27: Gráfica del análisis de sensibilidad llevado a cabo para determinar el coeficiente sísmico horizontal necesario para alcanzar un  $FS = 1$ .

### 6.3.3. Análisis de estabilidad mediante el método de Elementos Finitos (*Phase<sup>2</sup>*)

El modelo en el que se contempla la inestabilidad por causa de la reducción de los parámetros resistentes de la Unidad IV con la sismicidad registrada se ha importado a *Phase<sup>2</sup>* (Figura 6.28). Consideramos que este es el escenario más plausible para el DJ, pues creemos que es improbable que se registre una aceleración del terreno tan alta como la deducida del análisis de sensibilidad del coeficiente sísmico horizontal.

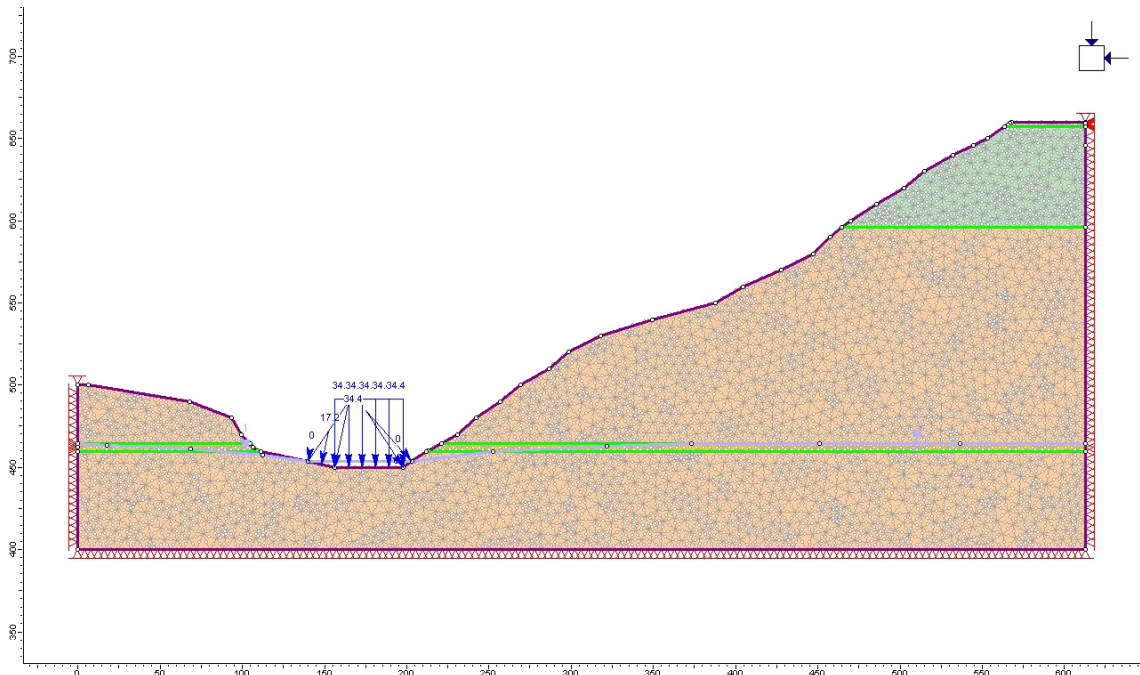


Figura 6.28: Modelo final de Slide importado a *Phase<sup>2</sup>*.

Para la modelización mediante elementos finitos es necesario definir más parámetros geomecánicos de los materiales que los expuestos hasta ahora. Aquellos que ya han sido fijados en *Slide* se han mantenido, mientras que el resto de valores han sido ajustados progresivamente. A los materiales se les ha asignado un comportamiento plástico – perfectamente elástico (criterio de rotura de Mohr-Coulomb), por lo que ha sido necesario definir los parámetros tanto elástico ( $E, \nu$ ) como plásticos ( $c', \phi', \psi$ ) de los materiales de los que consta el modelo.

Se ha adoptado un modelo tipo *Plain Strain*, mediante el cual se asume que en la dirección perpendicular al plano de análisis la longitud es infinita, y por tanto la deformación en esta dirección es cero. Al seleccionar este tipo de modelo, el programa calcula los esfuerzos principales mayor y menor en el plano ( $\sigma_1$  y  $\sigma_3$ ), el esfuerzo principal en la dirección perpendicular al plano ( $\sigma_z$ ), y los desplazamientos y deformaciones en el plano.

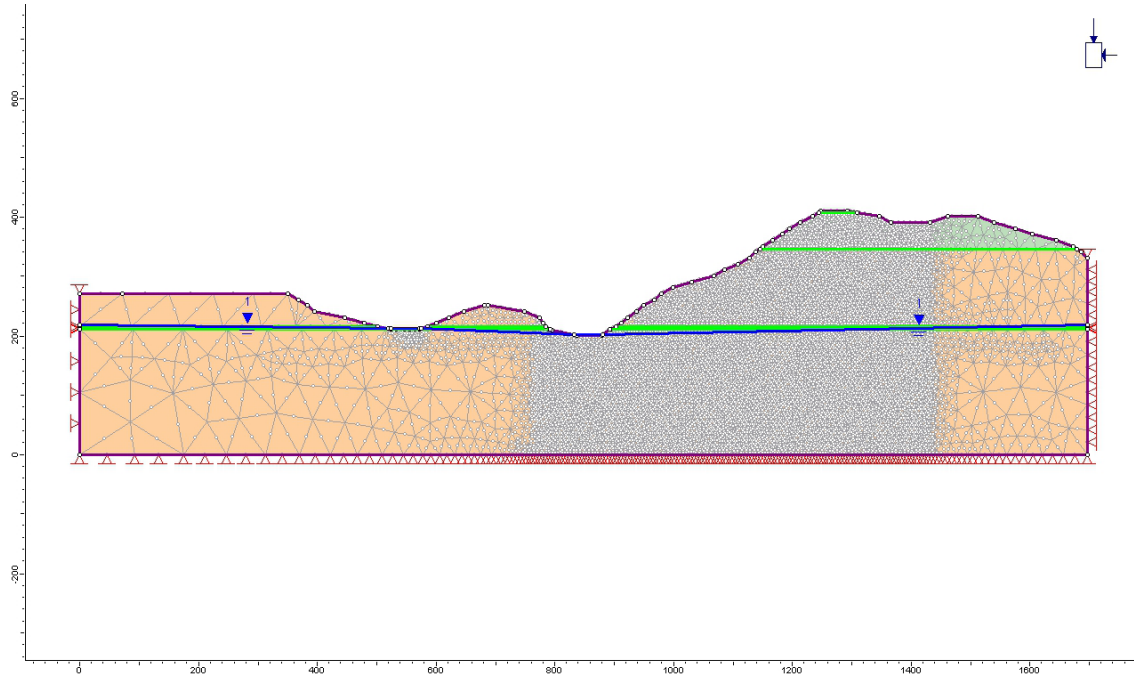
Se han empleado elementos triangulares de 6 nodos para generar la malla de EF (con 10.169 elementos y 20.588 nodos), y se ha refinado en la zona de interés para conseguir una malla más densa de manera que se pueda definir con mayor precisión la zona de máxima concentración de esfuerzos, y que al mismo tiempo no aumente significativamente el tiempo de cálculo. La distribución de presión de poros se ha generado basándose en el nivel freático estimado.

Los resultados de los primeros modelos pusieron de manifiesto la necesidad de ampliar los límites del modelo, tanto los de los laterales como el de la base, pues se detectaron efectos de borde que hacían que



las deformaciones máximas de cizalla se concentrasen en los límites, ya que en éstos quedan restringidos los desplazamientos de los nodos en las dos direcciones del espacio.

Esta circunstancia requirió redefinir la malla, aumentando la densidad de elementos en la zona de interés y disminuyéndola hacia los límites del modelo para que el tiempo de cálculo no se viese aumentado innecesariamente (Figura 6.29).



*Figura 6.29: Modelo de la ladera de Jiboa en Phase<sup>2</sup> tras ampliar los límites laterales y la base, y con una densidad de elementos mayor en la zona de interés.*

Partiendo de este modelo se han realizado diversas pruebas con el objetivo de estudiar la incertidumbre asociada a la elección de una serie de parámetros a definir durante el análisis.

### 6.3.3.1. Elección del coeficiente de empuje en reposo ( $K_0$ )

El primero de los parámetros es el coeficiente de empuje en reposo,  $K_0$ , cuyo valor es necesario conocer para poder calcular los esfuerzos horizontales a partir de los verticales.

$$K_0 = \frac{\sigma_{h'}}{\sigma_{v'}} \quad (6.2)$$

Asumiendo que los materiales que conforman la ladera de Jiboa son normalmente consolidados, se han empleado seis coeficientes (Tabla 6.6).

$$K_0 = \frac{\nu}{1-\nu} \quad (6.3)$$

[Jâky, 1944]

$$K_{0,nc} = 1 - \sin \varphi'_{crit} \quad (6.4)$$

[Brooker e Ireland, 1965]

$$K_{0,nc} = 0,95 - \sin \varphi'_{crit} \quad (6.5)$$

[Bolton, 1991]

$$K_{0,nc} = \frac{1 - \sin(\varphi'_{crit} - 11,5^\circ)}{1 + \sin(\varphi'_{crit} - 11,5^\circ)} \quad (6.6)$$

*Brick model*

$$K_{0,nc} = \frac{\sqrt{(2 - \sin \varphi'_{crit})}}{\sqrt{(2 + \sin \varphi'_{crit})}} \quad (6.7)$$

donde es el Coeficiente de Poisson, y  $\varphi'_{crit}$  es el ángulo de rozamiento interno.

Tabla 6.6: Variación del Factor de Reducción de Resistencia (SRF) en función del coeficiente de empuje.

Suelos normalmente consolidados (nc)			
$K_{0,nc}^a$	SRF (FS) <sup>b</sup>	SRF sism. (FS) <sup>c</sup>	Referencia
1	1,26	0,77	Phase <sup>2</sup>
0,35	1,36	0,84	Arena densa
0,64	1,34	0,84	$K = v/1-v$
0,45	1,36	0,84	Jâky [1944]
0,41	1,35	0,84	Brooker y Ireland [1965]
0,46	1,36	0,84	Bolton [1991]
0,76	1,33	0,83	Brickmodel

<sup>a</sup> Coeficiente empuje de tierra.

<sup>b</sup> Strength Reduction Factor (Factor de Reducción de Resistencia). Es equivalente al FS de un análisis de equilibrio límite.

<sup>c</sup> Strength Reduction Factor (Factor de Reducción de Resistencia) tras aplicar la aceleración registrada en la estación de Zacatecoluca.

Cálculos efectuados para  $\phi'_{crit}$  (U-IV) de 33° y un  $v$  (U-III) de 0,39.

El modelo con un plano de rotura (zona de mayor concentración de deformación de cizalla (*maximum shear strain*)) más parecido al observado corresponde al realizado con  $K_0 = 1$  (Figura 6.30). No obstante, la zona de cabecera está más retrasada respecto a la real. El siguiente modelo que también se asemeja a lo observado en campo es el que adopta un  $K_0 = 0,35$ . El plano de rotura se parece al del modelo anterior pero no está tan definida la zona de máxima deformación de cizalla. Los modelos restantes presentan planos más tendidos, casi paralelos a la topografía, y por tanto, con una pendiente inferior a la real. En todos los modelos la máxima deformación de cizalla se localiza al pie, y la rotura progresa desde esta zona hacia la cabecera por unión de dos zonas de mayor deformación de cizalla. La deformación observada en la cabecera es inferior a la del pie, y más difusa.

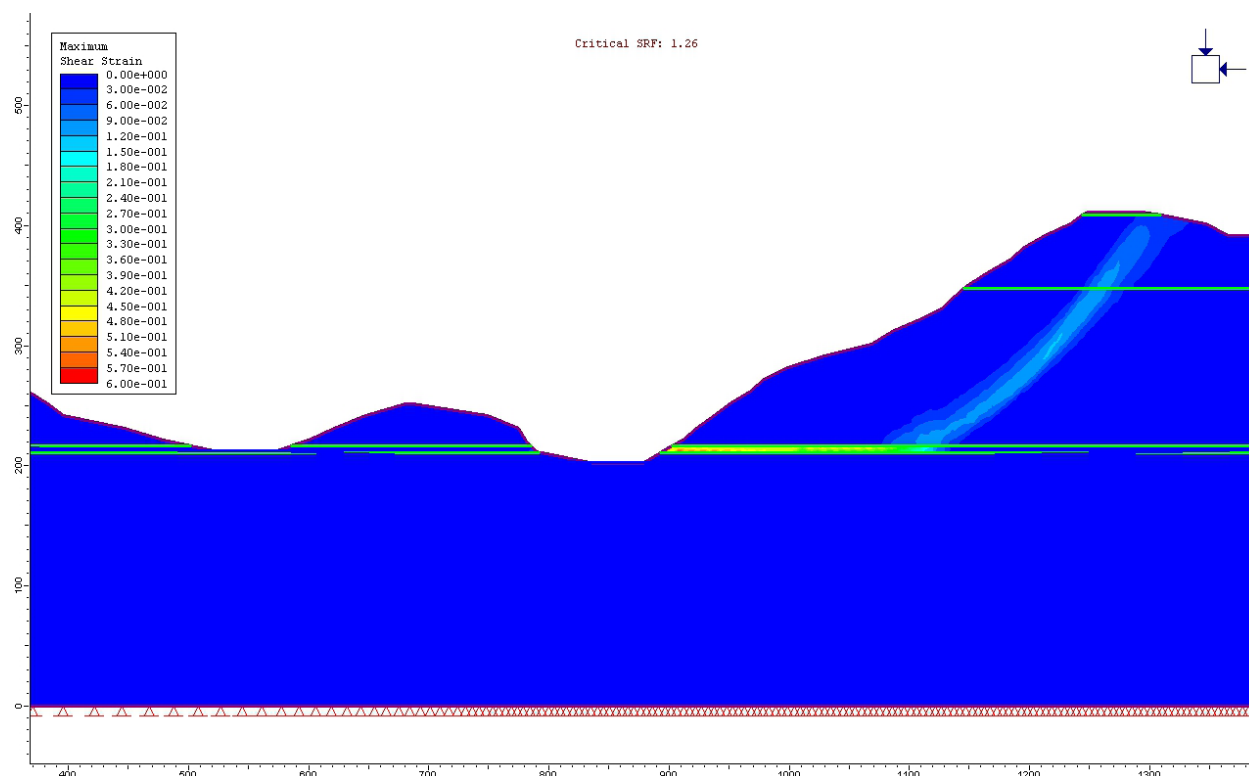


Figura 6.30: Zona de mayor concentración de deformación de cizalla en la ladera de Jiboa tras aplicar un coeficiente de empuje en reposo,  $K_0$ , igual a 1.

### 6.3.3.2. Efecto del tamaño de los elementos de la malla

El tamaño de los elementos que componen la malla es un parámetro que puede influir tanto en el resultado del cálculo de estabilidad como en la definición de la superficie de rotura. Por esta razón, teniendo en cuenta el espesor de algunas de las unidades litológicas de las que consta el modelo, hemos realizado el análisis estático con dos tamaños de malla. Primeramente se han empleado elementos de 10 m de tamaño y después de 5 m, comprobándose que los resultados no varían significativamente, a excepción del tiempo de cálculo. El SRF crítico del modelo con elementos de malla de 10 m es de 1,26 frente a 1,25 con elementos de 5 m. La única diferencia reseñable es que la zona de mayor concentración de deformación de cizalla es más nítida con elementos más pequeños (Figura 6.31).

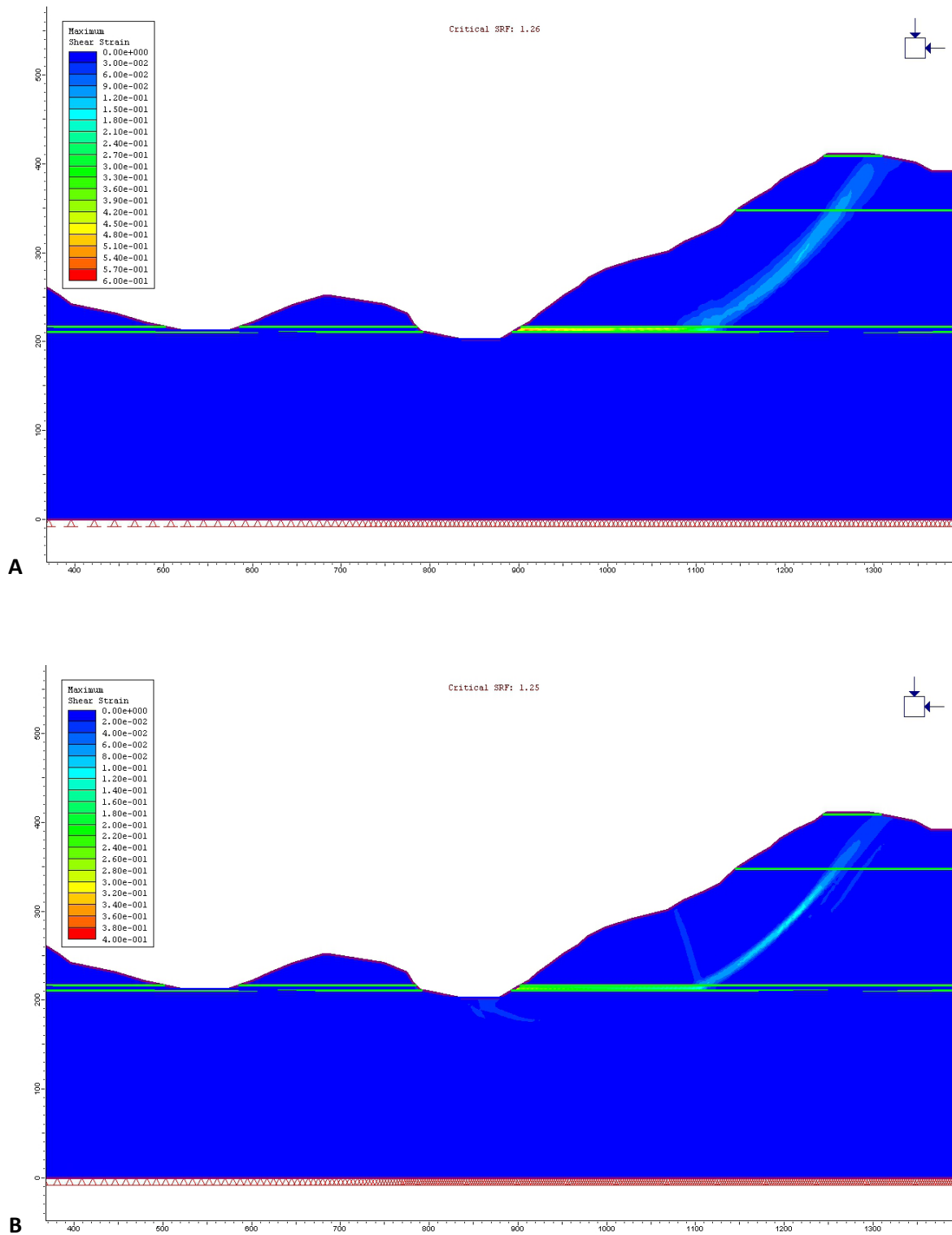


Figura 6.31: Comparación de los resultados obtenidos tras aplicar dos tamaños de mallas: (a) elementos de 10 m y (b) elementos de 5 m.

### 6.3.3.3. Análisis pseudo-estático

Al igual que con los MEL, el análisis pseudo-estático se ha llevado a cabo con MEF introduciendo la fuerza debida al terremoto en términos de un coeficiente adimensional que representa de aceleración del

terremoto como una fracción de la aceleración debida a la gravedad. Se ha aplicado una carga adicional a cada elemento finito de la malla de la siguiente manera:

$$F_s = k_s W = k_s A \gamma \quad (6.8)$$

donde,

$F_s$  es la fuerza sísmica (horizontal ( $F_h$ ) o vertical ( $F_v$ )),

$K_s$  es el coeficiente sísmico (horizontal ( $K_h$ ) o vertical ( $K_v$ )),

$W$  es el peso del elemento finito,

$A$  es el área del elemento finito, y

$\gamma$  es el peso específico del material del elemento finito

Para obtener la fuerza total que actúa sobre un elemento, la fuerza sísmica del cuerpo se suma vectorialmente (hacia abajo) a la fuerza del cuerpo existente debida a la gravedad. Como la aceleración debida a la gravedad ya está incorporada en el peso específico del material, no aparece explícitamente en la ecuación.

En el caso de estudio del DJ sólo se ha considerado el efecto de la fuerza sísmica horizontal y en dirección hacia fuera de la ladera (en el sentido de caída de los materiales). El resultado se observa en la Figura 6.32.

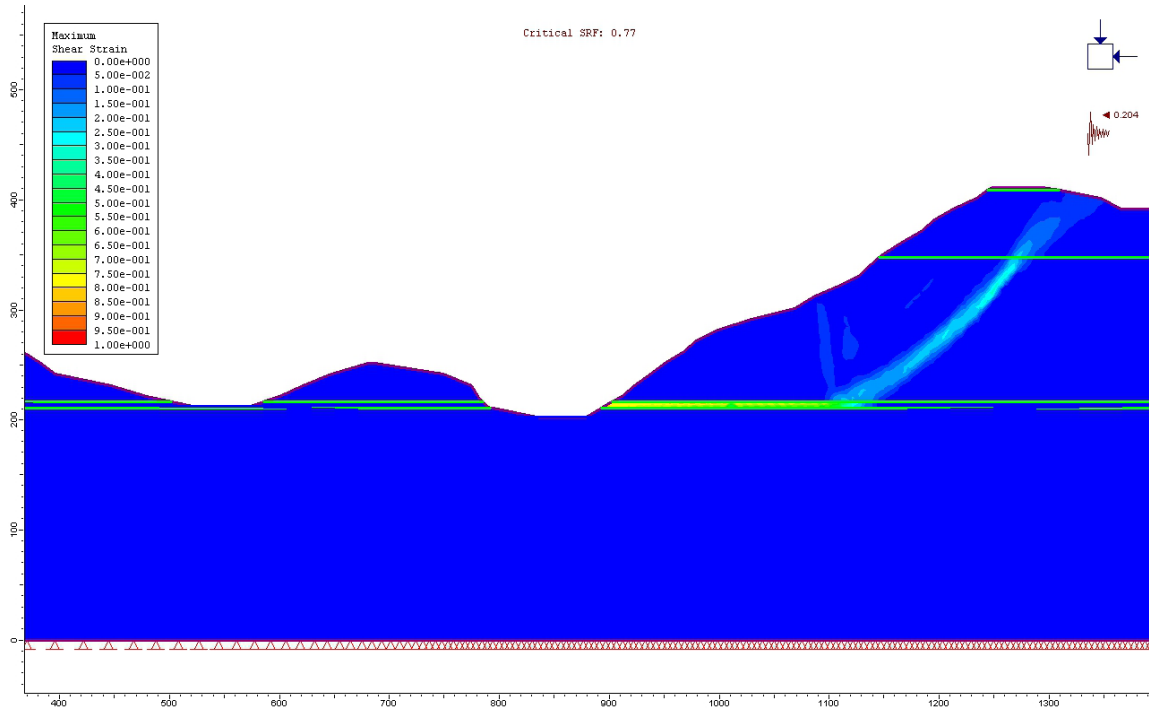


Figura 6.32: Zona de mayor concentración de deformación de cizalla en la ladera de Jiboa tras aplicar un coeficiente de empuje en reposo,  $K_o$ , igual a 1, y un coeficiente sísmico horizontal ( $K_h$ ) de 0,204, correspondiente a una PGA de 0,408g (valor registrado en Zacatecoluca).



A la vista de los resultados obtenidos en estos modelos iniciales se concluye que:

- Las dimensiones del modelo importado de *Slide* no son las adecuadas pues aparecen efectos de borde que hacen que la mayor concentración de deformación de cizalla se concentre en las proximidades de los límites al tratarse de las zonas donde están restringidos los movimientos de los nodos. Por tanto, se hace indispensable ampliar la zona de estudio tanto lateralmente como en profundidad.
- El valor del coeficiente de empuje de tierra en reposo,  $K_0$ , necesario para calcular los esfuerzos horizontales a partir de los verticales, no influye directamente sobre el SRF, pero sí sobre la localización de la zona de rotura, estando más definida cuando se adopta un valor de 1.
- La densidad de la malla y el tamaño de los elementos que la componen afecta a la localización de la zona de mayor concentración de deformación de cizalla, pero no al SRF.

#### **6.3.3.4. Ajuste de los parámetros elásticos y resistentes. Modelos finales**

Tras haber fijado en los apartados anteriores las condiciones y parámetros con los que realizar los cálculos en *Phase*<sup>2</sup>, se procedió al ajuste de los parámetros de los materiales que no fueron estudiados mediante *Slide* por no ser necesarios, esto es, el coeficiente de Poisson y el módulo de Young, dentro de las propiedades elásticas, y la resistencia a compresión y la dilatación, referentes a los parámetros resistentes.

Los parámetros geotécnicos finalmente empleados se recogen en la Tabla 6.7, y los modelos finales, tanto estáticos como pseudo-estáticos se recogen en las figuras 6.33 y 6.34.

Tabla 6.7: Parámetros geotécnicos empleados en los modelos finales de Phase<sup>2</sup>.

Unidad	Litologías	$\gamma_d$ (kN/m <sup>3</sup> ) <sup>a</sup>	$\nu^b$	$E_p$ (kPa) <sup>c</sup>	$E_r$ (kPa) <sup>d</sup>	$\sigma_p$ (kPa) <sup>e</sup>	$\sigma_r$ (kPa) <sup>f</sup>	$\phi_p$ (°) <sup>g</sup>	$\phi_r$ (°) <sup>h</sup>	$c_p$ (kPa) <sup>i</sup>	$c_r$ (kPa) <sup>j</sup>	$\psi$ (°) <sup>k</sup>
I	Tierra Blanca											
	Paleosuelo	14,4	0,33	85.000	85.000	40	40	31	31	37	37	2
	Tobas Color Café											
II	Intercalación de rocas piroclásticas y epiclásticas											
	Paleosuelo	18,1	0,31	1.490.000	1.490.000	3.400	3.400	32	32	129	129	0
	Brecha Paleosuelo											
III	Tobas no consolidadas	16,2	0,35	192.000	192.000	300	300	33	33	100	100	0
IV	Nivel oscuro	11,0	0,34	62.000	31.000	300	150	33	14	100	30	0

<sup>a</sup> Peso específico seco.

<sup>b</sup> Coeficiente de Poisson.

<sup>c</sup> Módulo de Young de pico.

<sup>d</sup> Módulo de Young residual.

<sup>e</sup> Resistencia a compresión de pico.

<sup>f</sup> Resistencia a compresión residual.

<sup>g</sup> Ángulo de rozamiento interno de pico.

<sup>h</sup> Ángulo de rozamiento interno residual.

<sup>i</sup> Cohesión de pico.

<sup>j</sup> Cohesión residual.

<sup>k</sup> Dilatancia.

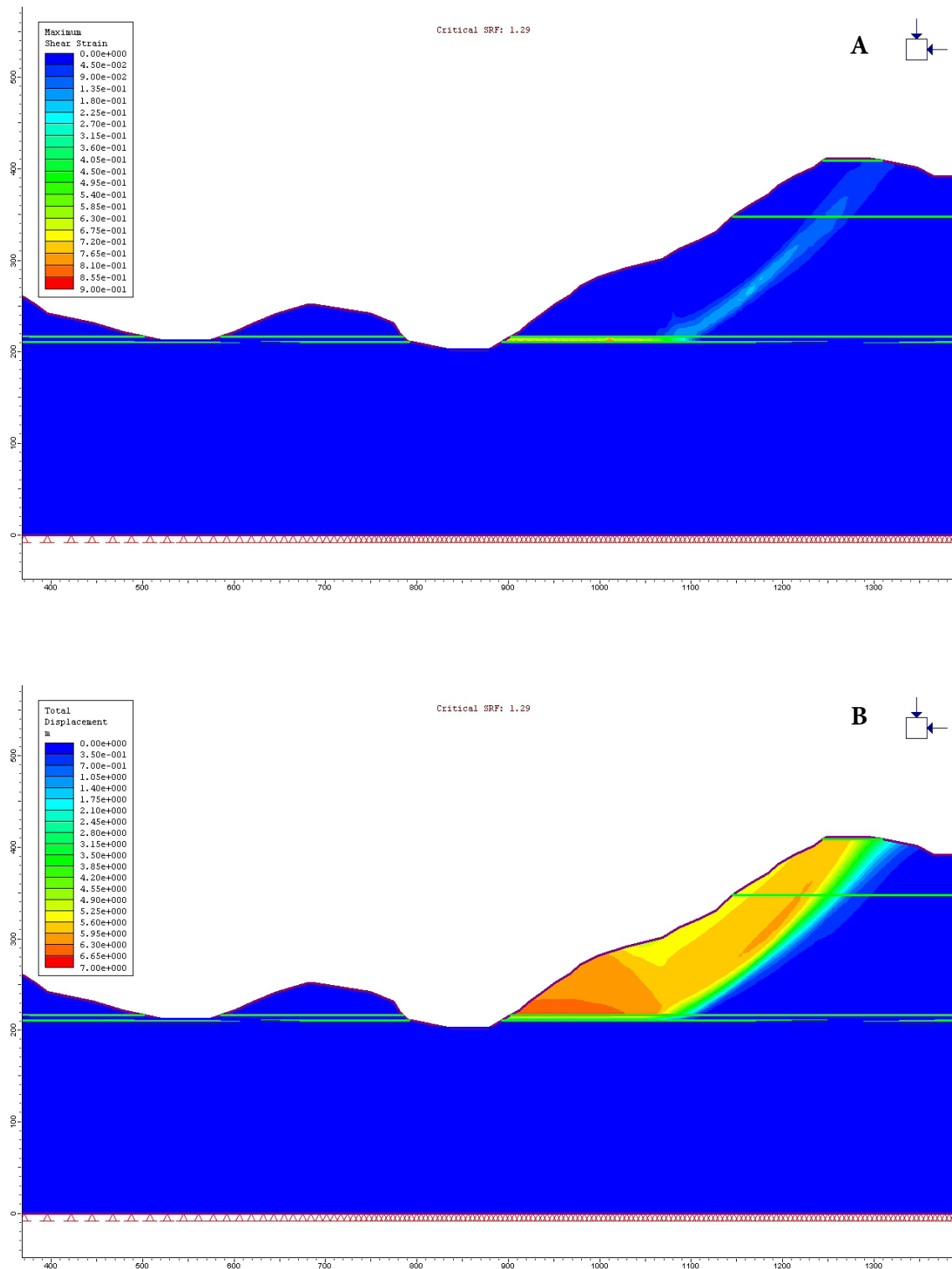


Figura 6.33: Modelo final del deslizamiento de Jiboa en condiciones estáticas. (a) Zona de mayor concentración de deformación de cizalla (b) Contornos de desplazamiento total.

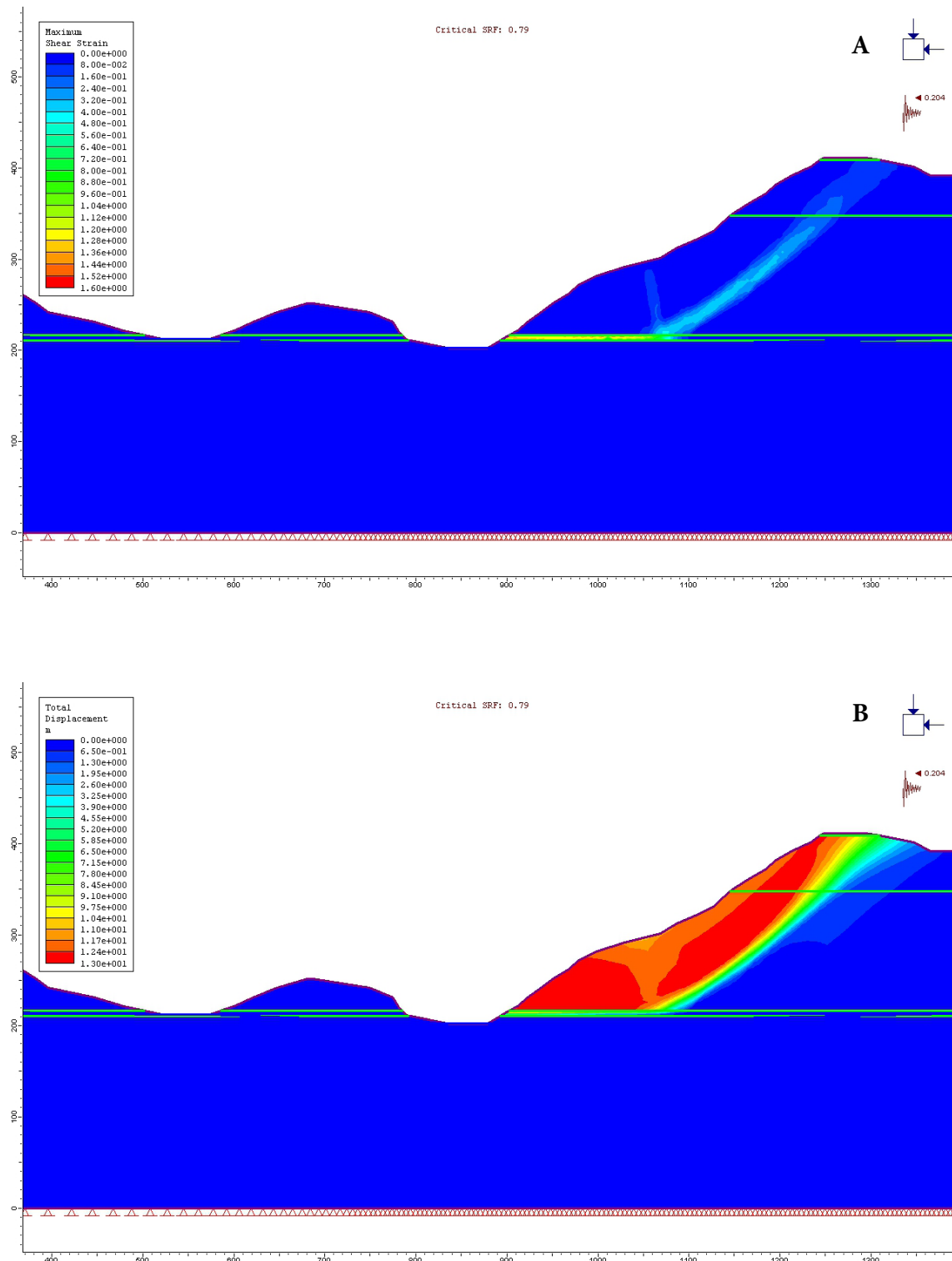


Figura 6.34: Modelo final del deslizamiento de Jiboa en condiciones pseudo-estáticas (PGA registrado en Zacatecoluca). (a) Zona de mayor concentración de deformación de cizalla. (b) Contornos de desplazamiento total.

Al superponer el plano de rotura obtenido en *Slide* (considerado como el más parecido al plano real) sobre el modelo realizado en *Phase<sup>2</sup>* (Figura 6.35) se observa que aunque no coincide del todo con la zona de mayor concentración de deformación, sí conserva la misma pendiente en la zona media, siendo así en las dos condiciones (estática y pseudo-estática). La mayor diferencia se aprecia en la zona de cabecera. Los resultados de EF muestran la zona de rotura más retrasada con respecto a la posición real. Aunque no se ha mostrado en los modelos de EL, en muchos de ellos se hacía necesario introducir una grieta de tracción en cabecera para eliminar los esfuerzos de tracción generados en las rebanadas de dicha zona,

de manera que los modelos de EF podrían estar indicando la misma necesidad para que la zona de rotura se aproxime más a la realidad.

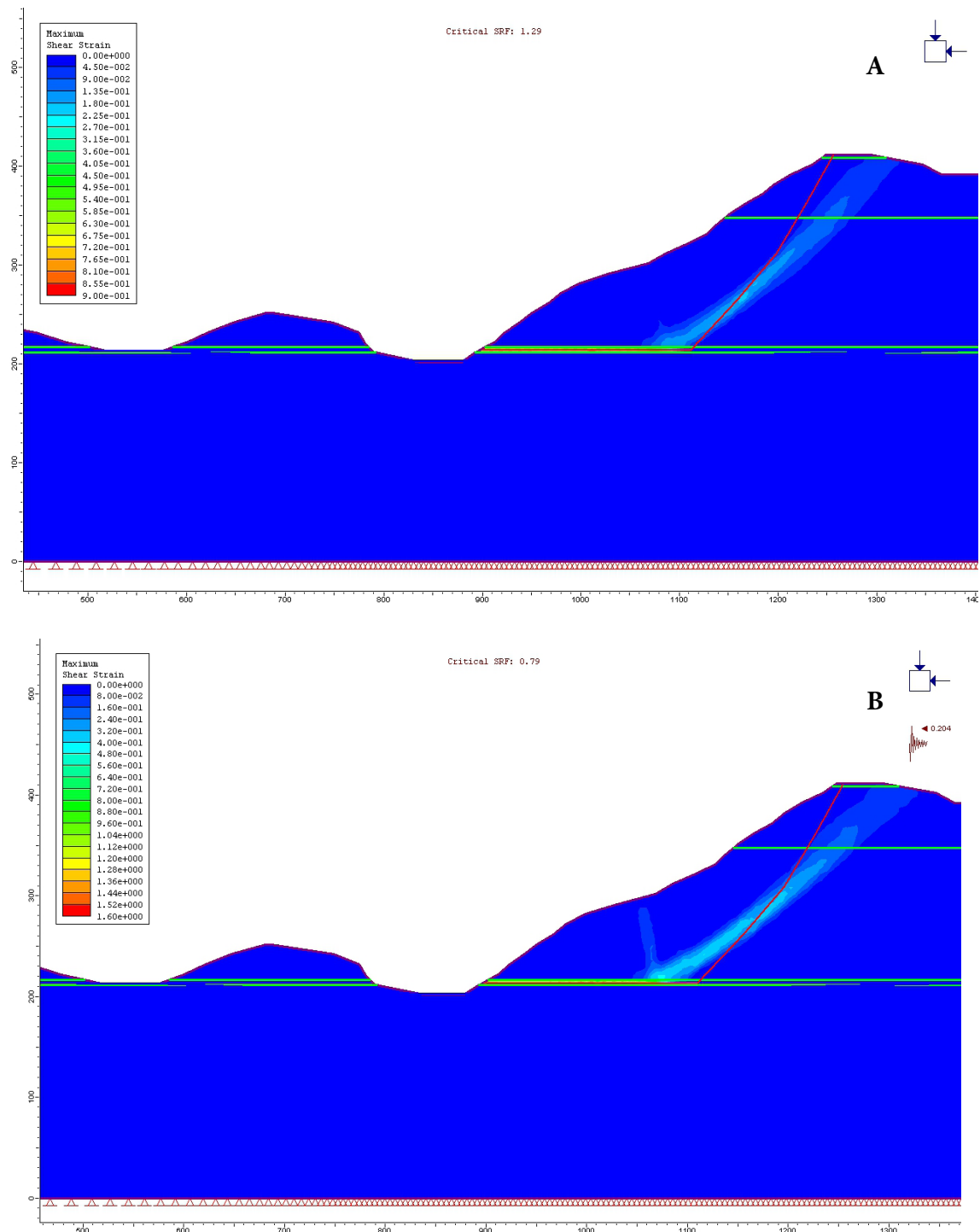


Figura 6.35: Plano de rotura obtenido en Slide (línea roja) superpuesto en el modelo de Phase<sup>2</sup> en el que se observa la zona de concentración de los esfuerzos de cizalla. (a) Condiciones estáticas. (b) Condiciones pseudo-estáticas.

#### 6.4. Mecanismo de rotura propuesto

El DJ con la geometría observada puede tener lugar si los valores de la aceleración sísmica supera el valor de PGA registrado con el terremoto de Febrero de 2001 o si las propiedades de los materiales (Unidad IV), situados en la base de la ladera son suficientemente bajas (residuales, post-sismo).

Resulta evidente que la mayor zona de concentración de deformación se localice al pie de la inestabilidad, concretamente en la Unidad IV. Este hecho, unido a las observaciones realizadas, induce a proponer un modelo conceptual del mecanismo de rotura recogido en la Figura 6.36.

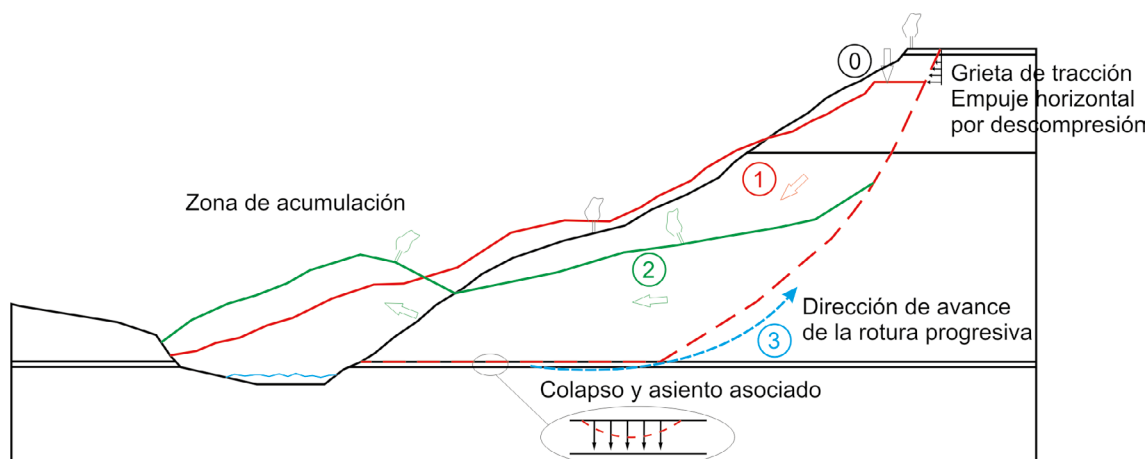


Figura 6.36: Esquema del mecanismo de rotura de Jiboa. Los números hacen referencia a la fase; las flechas dobles indican la dirección principal de desplazamiento de los materiales; en rojo y verde se muestra la posición supuesta de la topografía en las fases 1 y 2 respectivamente.

Dicho modelo constaría de las siguientes fases de evolución:

Fase 0: condición inicial. En condiciones estáticas la ladera es perfectamente estable, con un SRF de 1,3. En esta situación los materiales que componen la ladera tienen sus propiedades resistentes óptimas.

Fase 1: colapso. Debido a la acción sísmica las tobas de la Unidad IV colapsan, adoptando unos parámetros resistentes post-rotura. La causa del colapso estaría relacionada con su microestructura y elevada porosidad.

El colapso ocurriría según dos hipótesis en función del contenido en agua de la Unidad IV:

- Por licuefacción, implicando condiciones de saturación. Esta hipótesis es plausible, al tratarse la U-IV desde el punto de vista granulométrico de una arena pobremente graduada con grava y limo, que con la intensidad del movimiento del terreno podría licuefactar.
- Por “*airblasting*” si consideramos que la unidad no está saturada. Si un depósito de arena está seco, no puede haber licuefacción, pero las vibraciones causadas por el sismo pueden generar asentamientos al perderse o reducirse considerablemente la cohesión por un exceso de presión de poros (aire en vez de agua).

Fase 2: asiento. El colapso producido como consecuencia de la sacudida provocaría un asiento del bloque de materiales situados por encima y al que iría asociada la formación de una grieta de tracción



en cabecera.

Fase 3: Rotura progresiva desde el pie hacia la cabecera hasta producir el desplazamiento total del bloque. Dicho desplazamiento se produciría en condiciones secas y a gran velocidad, y estaría condicionado por las propiedades resistentes de los materiales de Unidad III (tobas de la Fm. Cuscatlán) especialmente la cohesión y el ángulo de rozamiento interno ( $c$  y  $\phi$ ).

Este mecanismo de rotura que proponemos sería también válido para explicar los grandes deslizamientos observados en el área donde se encuentra situada la ladera de Jiboa.

# Capítulo 7

## Discusión y conclusiones

### 7.1. Discusión

El Salvador es el país más pequeño de Centroamérica con una extensión de 21.040 km<sup>2</sup> y una población aproximada de 7 millones de habitantes. Dentro de los distintos riesgos geológicos que afectan al país, las inestabilidades de ladera inducidas por terremotos son los más frecuentes, constituyendo un riesgo natural muy relevante. Los factores que controlan las inestabilidades son muy complejos, confluyendo numerosos factores locales. Entre ellos destaca especialmente el contexto geológico y geodinámico del país; las propiedades geotécnicas de los materiales; el origen y tipos de las ondas sísmicas y las estructuras geológicas.

En esta Tesis Doctoral se han abordado aspectos distintos de una misma problemática: las inestabilidades de ladera producidas por terremotos en El Salvador. En cada uno de los apartados que forman la Tesis se ha ido profundizando en el conocimiento de los factores que controlan su distribución, concentración y mecanismo de rotura.

En primer lugar hemos realizado un análisis de los factores que han contribuido en la concentración y distribución de las inestabilidades. En este sentido se ha analizado la distribución espacial de las inestabilidades en relación a la geología superficial de las áreas afectadas, a la topografía, a las estructuras tectónicas, a la dirección de caída y al comportamiento mecánico de los materiales involucrados.

Se ha constatado, con la investigación realizada, que la concentración espacial de la mayor parte de las inestabilidades inducidas sísmicamente, tanto las recientes como históricas, e indicada por varios autores (*Rymer y White*, [1989]; *Bommer y Rodríguez*, [2002]; entre otros) está influenciada fundamentalmente por el factor litológico. La gran mayoría de las inestabilidades de ladera cosísmicas en El Salvador se producen en materiales volcánicos recientes, generalmente depósitos de cenizas no consolidadas que fueron depositadas sobre materiales de consistencia más dura (coladas basálticas y andesíticas). Esta es una de las razones por las que la mayoría de los deslizamientos son superficiales, pues el volumen de materiales

más propensos a deslizar se encuentra limitado en profundidad por un sustrato rocoso más resistente. El estudio de la distribución y concentración de las inestabilidades inducidas ha permitido descartar la pendiente como factor determinante de su ocurrencia, pues el análisis del inventario de inestabilidades ocurridas durante los dos sismos del 2001 revela que la gran mayoría se produjo en laderas con pendientes media-bajas ( $< 30^\circ$ ). De forma indirecta, esta observación nos permite relegar a un segundo plano el papel que la amplificación topográfica podría tener como factor agravante, y por tanto desencadenante de la mayoría de las inestabilidades, al menos en las producidas en la región central y sur del país.

Nuestras observaciones apuntan a un comportamiento anómalo de los materiales volcánicos recientes que afloran en las zonas afectadas por la mayor parte de las inestabilidades. Éstos presentan un doble comportamiento mecánico por el que en ausencia de sismicidad, pese a tratarse de suelos, poseen una resistencia aparente propia de materiales competentes (tipo roca). Tras la sacudida pierden su consistencia y adquieren propiedades características de materiales tipo suelo, favoreciendo la ocurrencia de los deslizamientos con mecanismos de rotura finales de tipo flujo que provoca el desplazamiento de los materiales a grandes distancias, incluso en condiciones secas.

Entrando más en detalle, el factor que hemos identificado como condicionante de los procesos de inestabilidad inducidas en El Salvador, no ya de la distribución, sino de la concentración de las mismas en la zona del Lago Ilopango, y que está relacionado con la naturaleza de los materiales, es la amplificación litológica. En este sentido, el estudio que hemos realizado dentro del contexto del análisis de susceptibilidad regional demuestra que ciertas litologías aflorantes en esta zona son capaces de amplificar hasta en 3 veces el movimiento fuerte del terreno (PGA). La modificación del movimiento fuerte del terreno y la distribución de las intensidades y daños, debido a estas amplificaciones sísmicas por efecto litológico, han sido comprobados en un reciente estudio de peligrosidad sísmica en El Salvador [Alonso-Henar, 2015]. Las implicaciones de este resultado quedan patentes en los mapas de susceptibilidad, pues al tenerse en cuenta el fenómeno de amplificación aumentan las áreas susceptibles a sufrir deslizamientos cosísmicos en núcleos urbanos densamente poblados como la capital, San Salvador, y otras ciudades importantes: San Vicente o San Miguel.

El mapa de aceleración crítica que hemos realizado, que muestra valores  $< 0,4g$  en la mayor parte del país, está indicando que ante PGAs amplificadas serán muchas las zonas susceptibles a deslizar. Esta circunstancia es la que hemos evaluado directamente al aplicar el Coeficiente de Susceptibilidad (CSU) [Tsige et al., 2012] y que ha quedado reflejada en los mapas de susceptibilidad correspondientes. Los resultados obtenidos son muy similares en cuanto a la extensión de las zonas susceptibles si se comparan con las definidas según las tres expresiones contempladas en esta Tesis basadas en el método de Newmark [1965]. La única diferencia radica en el nivel cualitativo de susceptibilidad, siendo mayor en los mapas de CSU.

Los desplazamientos de Newmark ( $D_N$ ) obtenidos según las diferentes relaciones empíricas utilizadas en esta Tesis son inferiores a los establecidos por otros autores (Wilson y Keefer [1983, 1985]; Wieczorek et al. [1985]; Jibson y Keefer [1993]; Jibson et al. [2000]; Romeo [2000]; Capolongo et al. [2002]) (en el rango de 5 a 10 cm) para otras zonas del mundo. Esta circunstancia creemos que está apoyando nuestra hipótesis relativa al doble comportamiento mecánico de los materiales superficiales involucrados en la mayor parte de las inestabilidades en El Salvador. El hecho de que la gran mayoría de las inestabilidades producidas durante los terremotos de Enero y Febrero de 2001 ocurriesen con valores de  $D_N < 1$  cm está indicando que los suelos afectados, ante la sismicidad, no acomodan la deformación al paso de las ondas como sería lo esperable, sino que tienen un comportamiento frágil más propio de rocas.

Tras comparar el inventario de inestabilidades producidas durante los dos terremotos del año 2001 con los mapas de susceptibilidad obtenidos en esta Tesis, se confirma que las metodologías aplicadas a nivel regional (método de Newmark [1965] modificado [Jibson et al., 1998, 2000; Jibson, 2007] y el método del coeficiente de susceptibilidad (CSU) [Tsige et al., 2012]) resultan bastante acertadas y de fácil aplicación para identificar zonas susceptibles a deslizar por causa de un terremoto en zonas con las mismas condiciones geológicas y geotécnicas. No obstante, debido a la escala de aplicación y al tamaño de pixel utilizado (30 m) se ha comprobado que no son tan eficaces a la hora de localizar con precisión su ubicación, de

ahí que los porcentajes de coincidencia entre deslizamientos inventariados y píxeles susceptibles no sean del 100%. Este hecho también tiene que ver con el tamaño de los deslizamientos producidos, siendo la inmensa mayoría muy inferiores a la resolución mencionada. Con vistas a mejorar el grado de coincidencia se podría emplear un modelo digital de elevación de mayor resolución, aunque creemos que la falta de completitud del inventario, pese a ser extenso, también se ve reflejado en los resultados de coincidencia.

Al considerar el análisis de susceptibilidad de los grandes deslizamientos, entra en juego otro factor a tener en cuenta: la profundidad del plano de rotura. El método de *Newmark* [1965] y sus posteriores modificaciones [*Jibson et al.*, 1998, 2000; *Jibson*, 2007] asumen que el deslizamiento es superficial (poco espesor en comparación con la longitud del plano) y paralelo al plano de rotura. Por tanto, esta metodología no resulta útil, a priori, para la identificación de zonas susceptibles a sufrir grandes deslizamientos. En este sentido, *Wang y Lin* [2010] también observaron en su estudio sobre los deslizamientos superficiales producidos en Taiwán durante el terremoto de Chi-Chi en 1999, que la expresión de *Jibson et al.* [2000] tampoco identificó en su totalidad el deslizamiento profundo de Tsao-Ling. Por otro lado, el estudio llevado cabo en esta Tesis ha identificado a los elementos estructurales lineales como un factor condicionante de los grandes deslizamientos profundos. Dicho factor no es tenido en cuenta en las metodologías mencionadas, por lo que se confirma que el método de *Newmark* modificado no resulta eficaz para predecir las zonas de ocurrencia de los grandes deslizamientos profundos.

Por tanto, consideramos que las metodologías aplicadas en esta Tesis son útiles para identificar a escala regional las zonas susceptibles a sufrir inestabilidades de ladera inducidas por terremotos (más bien de tipo superficial). En el caso de las inestabilidades profundas y de mayores dimensiones, tal y como se ha comprobado en el análisis de estabilidad del deslizamiento de Jiboa, tanto aplicando métodos de equilibrio límite como de elementos finitos, intervienen otros factores que requieren un conocimiento más profundo de los mismos. Es en estos casos donde resulta necesario invertir mayores esfuerzos y recursos para identificar con mayor detalle aquellas zonas susceptibles de sufrir grandes deslizamientos profundos y que puedan causar mayores pérdidas económicas y de vidas.

El hecho de trabajar a escala regional en El Salvador es ambicioso y conlleva imprecisiones. Las metodologías empleadas en esta Tesis no son ajenas a esta realidad y somos conscientes de ello. Las inestabilidades de ladera son un fenómeno natural complejo en el que como se ha visto a lo largo de esta Tesis, intervienen numerosos factores que además interactúan entre sí, dificultando aún más su estudio y comprensión. La naturaleza heterogénea y anisótropa de los materiales volcánicos de El Salvador es el principal factor, así como la sismicidad que en el caso de estudio de esta Tesis Doctoral juega un papel desencadenante. La escasez y la dificultad de obtención de datos de calidad para su estudio riguroso son los problemas principales a los que nos hemos tenido que enfrentar.

El haber utilizado en El Salvador relaciones empíricas obtenidas en estudios realizados en otros lugares con contextos geodinámicos y geológicos distintos es una de las críticas que a priori podría hacerse al estudio regional realizado aplicando el método de *Newmark* [1965] modificado. No obstante, el hecho de haber obtenido resultados muy similares mediante la aplicación del método basado en el Coeficiente de Susceptibilidad (CSU), que es ajeno a estos posibles condicionantes externos, nos demuestra que su aplicación en El Salvador es válida. De las dos formas de calcular el desplazamiento de *Newmark*, la que utiliza los valores de intensidad de Arias es teóricamente la más apropiada puesto que contempla la duración total del terremoto, y por tanto, todos los picos de aceleración. Sin embargo, en los resultados no se observan grandes diferencias al compararse con aquellos derivados de las relaciones basadas en la relación  $a/PGA$ .

Al tratarse de un análisis a escala regional, la variabilidad de los parámetros geotécnicos empleados para el cálculo del factor de seguridad (FS), cuyo resultado afecta al valor de la aceleración crítica ( $a_c$ ), y

finalmente al del desplazamiento de Newmark ( $D_N$ ), es una de las principales limitaciones de las metodologías aplicadas.

Se considera adecuado seguir en esta línea de investigación empleando simulaciones estadísticas similares a las usadas por otros autores (*Luzi et al.*, [2002]; *Capolongo et al.*, [2002]; *Delgado et al.*, [2006]; entre otros) con el objetivo de reducir las incertidumbres asociadas a la hora de fijar un valor representativo de los distintos factores que intervienen en la evaluación de la susceptibilidad según los métodos empleados. No obstante, en el caso de El Salvador se nos antoja difícil debido a las dificultades de obtención de datos y a las características complejas de los materiales geológicos.

Esta misma variabilidad también afecta a los análisis de estabilidad realizados en el deslizamiento de Jiboa, tanto al aplicar los métodos de equilibrio límite como los de elementos finitos. No obstante, la herramienta de análisis de sensibilidad que ofrecen los programas usados junto con el procedimiento de análisis que hemos seguido, nos ha permitido no sólo ajustar los parámetros geotécnicos de los materiales implicados en los procesos de inestabilidad, sino también identificar cuáles resultaban críticos para evaluar la estabilidad mediante el valor del factor de seguridad (FS), consiguiendo en los modelos finales un resultado bastante ajustado a la realidad. Para alcanzar este grado de similitud con el deslizamiento real consideramos que ha sido clave el trabajo de cartografía, muestreo y caracterización de las distintas unidades litológicas de las que consta.

## 7.2. Conclusiones

### 7.2.1. Análisis de los factores que controlan las inestabilidades inducidas por terremotos en El Salvador

En el **Capítulo 4** se ha realizado un estudio de las inestabilidades inducidas por terremotos en cuanto a los factores condicionantes. Se han analizado aquellas producidas en 2001 y las correspondientes a eventos históricos, en cuanto a su distribución espacial, su relación con las principales estructuras de deformación, las litologías involucradas, su mecanismo de rotura, la pendiente topográfica en la que se dieron, y su orientación de caída.

Para ello se ha contado con un inventario de inestabilidades elaborado por el SNET tras los eventos sísmicos de 2001 y con datos bibliográficos para el caso de las inestabilidades históricas. Estos datos han sido analizados mediante una herramienta GIS (ArcGis 10.2) y otros programas de visualización de información geográfica.

Las siguientes son las principales conclusiones obtenidas:

- La zona de distribución de las inestabilidades de ladera producidas durante los terremotos del 13 de Enero y 13 de Febrero de 2001 comprende un área que con orientación este-oeste se extiende por la zona central y sur del país. Dicha área coincide con las zonas de distribución de inestabilidades producidas en terremotos históricos.
- Dentro de esta zona, el lago Ilopango, concretamente su parte este, situada entre las ciudades de San Salvador y San Vicente, es donde se ha producido la mayor concentración de inestabilidades no sólo durante los terremotos de 2001 sino también en los eventos históricos.
  - Dicha concentración está condicionada por el comportamiento mecánico complejo de los materiales bajo cargas sísmicas, consistente en un comportamiento tipo roca sin sismicidad, y

tipo suelo cuando sucede un terremoto.

- La estratigrafía de la zona revela la existencia de litologías “blandas” (cenizas, piroclastos, epiclastitas, etc.) que tapizan macizos rocosos “duros” (brechas, basaltos, etc.) que condiciona no sólo la concentración espacial sino el mecanismo de rotura, el volumen de materiales movilizados, y el comportamiento post-rotura de tipo flujo.
- La gran mayoría de las inestabilidades inducidas en los sismos del año 2001 fueron de tipo superficial ( $< 10\text{m}$ ) y los mecanismos de rotura más habituales fueron caídas de rocas y suelos, deslizamientos rotacionales y de bloques, y expansiones laterales en suelos, si bien todas las tipologías de inestabilidades provocadas por terremotos identificadas por Keefer [1984] se han producido en los eventos del año 2001.
- De la distribución de las inestabilidades cosísmicas del año 2001 en El Salvador se deduce que no existe una mayor concentración a un lado u otro de la principal estructura tectónica que atraviesa el país de este a oeste (Zona de Falla de El Salvador, ZFES). No obstante, la mayor parte de las grandes inestabilidades inducidas (deslizamientos de Jiboa, El Desagüe, y La Leona) se concentraron preferentemente a lo largo de elementos estructurales lineales, fundamentalmente fallas de orientación E-O y fracturas preexistentes de dirección NE-SO. Estas discontinuidades controlan la ocurrencia de las grandes inestabilidades de dos maneras: constituyendo planos de debilidad a favor de los cuales se desarrollan los planos de rotura, y como elementos amplificadores de la señal sísmica.
- Al analizar el comportamiento mecánico de los materiales afectados por las inestabilidades del año 2001, se comprueba que la mayor parte de ellas se produjeron en materiales tipo suelo (en mayor proporción en Febrero que en Enero). Este dato contradice el comportamiento considerado “normal” para los dos eventos sísmicos. El terremoto de Enero, debido a la distancia epicentral a la zona de mayor concentración de inestabilidades, produjo ondas sísmicas de baja frecuencia que normalmente afectan más a materiales tipo suelo, por lo que el porcentaje debería ser mayor. En el evento de Febrero de 2001, debido a la proximidad del epicentro a la zona de concentración de inestabilidades, se produjeron ondas sísmicas de altas frecuencias que afectan mayoritariamente a materiales tipo roca.
- En cuanto a las litologías en las que se produjeron las inestabilidades, resulta complejo establecer una relación directa entre los mecanismos de rotura y el tipo de material afectado (roca/suelo). La mayoría de las inestabilidades se produjeron en materiales con comportamiento geomecánico intermedio (roca-suelo) con una cohesión aparente muy elevada, donde a priori, antes de la sacudida sísmica, presentan un comportamiento tipo de roca, pero una vez son atravesados por las ondas sísmicas adoptan propiedades tipo suelo. De forma general se puede decir que la mayoría de las inestabilidades se producen en rocas efusivas (lavas de composición básica a ácida), piroclastitas (ignimbritas, pómece, escorias, lapilli, cenizas), y epiclastitas (aglomerados). De forma específica, la unidad Tierra Blanca (compuesta por piroclastitas y epiclastitas), que tapiza casi todo el territorio salvadoreño, es la litología en la que se han producido la mayoría de las inestabilidades de tipo superficial.
- La pendiente topográfica no parece ser un factor determinante en la ocurrencia y distribución de las inestabilidades inducidas, pues tanto en Enero como en Febrero la mayor parte ( $> 80\%$ ) se produjo en pendientes inferiores a los  $30^\circ$ , y más del  $50\%$  en pendientes medias-bajas ( $< 20^\circ$ ).
- En cada evento de 2001 parece existir una dirección de caída preferente distinta que podría estar relacionada con la orientación de las estructuras tectónicas, pues se produce aproximadamente a  $90^\circ$  de la orientación de las dos familias de fallas en El Salvador.



## 7. 2. 2. Análisis de susceptibilidad regional de inestabilidades inducidas

En el **Capítulo 5** se ha realizado un análisis de susceptibilidad regional por inestabilidades de ladera inducidas por terremotos aplicando dos métodos: método de *Newmark* [1965] modificado [*Jibson et al.*, 1998, 2000; *Jibson* 2007] y el método del coeficiente de susceptibilidad (CSU) [*Tsige et al.*, 2012] que ha sido definido en el marco de la presente Tesis Doctoral. El análisis se ha realizado considerando tres escenarios sísmicos (reales, probabilista y deterministas). En los reales se han empleado los valores de PGA registrados en los eventos de 2001. En el escenario probabilista se han utilizado los valores de PGA calculados en roca para un periodo de retorno de 500 años. Por último y por primera vez en El Salvador, se han aplicado los PGA's calculados a partir de leyes de atenuación y que corresponden a rupturas de tres segmentos de falla distintos de la ZFES. El estudio ha sido complementado considerando la amplificación por efecto litológico en todos los escenarios. De los numerosos mapas de susceptibilidad obtenidos se extraen las siguientes conclusiones:

- Los valores más bajos de FS se localizan en la parte central y sureste, coincidiendo con la presencia de materiales blandos, y en el norte, caracterizado por altas pendientes.
- En la mayor parte del país la aceleración crítica ( $a_c$ ) resultante muestra valores bajos ( $< 0,4$  g). Si se compara este valor con los valores de movimientos fuertes del terreno (PGA) estimados en los distintos mapas de peligrosidad se comprueba que en muchas zonas el PGA supera a la  $a_c$ , siendo entonces estas zonas susceptibles a sufrir inestabilidades.
- Por otra parte, comparando la  $a_c$  con los mapas de desplazamientos de Newmark ( $D_N$ ), obtenidos con las diferentes relaciones empíricas y empleando todos los escenarios sísmicos descritos, se comprueba que aquellas zonas con valores de  $a_c$  bajos, coinciden con las zonas de  $D_N$  altos. Esta situación se produce sobre todo en la zona central del país, alrededor del lago Ilopango, (la zona de mayor concentración de inestabilidades). Por lo tanto, se corrobora, para el caso concreto de El Salvador, que el mapa de aceleración crítica es un mapa de susceptibilidad en sí mismo, y resulta una manera fácil e inmediata de realizar una primera aproximación a la susceptibilidad por inestabilidades de ladera inducidas por sismicidad a escala regional.
- Tras comparar las inestabilidades inducidas por los terremotos de Enero y Febrero de 2001 con los mapas de desplazamiento de Newmark obtenidos para los escenarios reales, se observa que la gran mayoría de las inestabilidades se producen en zonas con valores de  $D_N < 1$ . Es por ello que definimos para El Salvador un valor umbral de  $D_N < 1$  cm como criterio cualitativo de la susceptibilidad. Este valor es inferior a los establecidos por otros autores en diferentes zonas del mundo, con distintos contextos geológicos y geodinámicos.
- Las relaciones empíricas basadas en la intensidad de Arias [*Jibson et al.*, 1998, 2000; *Jibson*, 2007] para el cálculo del desplazamiento de Newmark ofrecen mapas de susceptibilidad de valores continuos a diferencia de la expresión basada en la relación de aceleración [*Jibson*, 2007].
- Todas las relaciones empíricas aplicadas en el análisis mediante el método de Newmark modificado coinciden en la predicción de las zonas de mayor susceptibilidad: zona central del país, en los alrededores del lago Ilopango, entre San Salvador y San Vicente, coincidiendo con la zona de mayor concentración de inestabilidades tanto en los eventos de 2001 como durante los eventos históricos.
- En el estudio de amplificación sísmica por efecto litológico se han obtenido valores de factor de amplificación ( $F_a$ ) entre 1,3 y 3 veces el PGA registrado. Al considerar estas amplificaciones en todos los escenarios sísmicos contemplados en esta Tesis Doctoral, se produce un aumento de las zonas susceptibles, tanto en extensión como en el nivel cualitativo de la susceptibilidad. Como consecuencia, la peligrosidad aumenta en muchas grandes poblaciones: San Salvador y San Vicente,

y en menor medida en San Miguel.

- El mapa de susceptibilidad obtenido empleando el escenario sísmico probabilista es en el que se predice una mayor extensión de zonas susceptibles a sufrir inestabilidades cosísmicas, localizándose los mayores niveles en torno al lago Ilopango.
- Dentro de los escenarios deterministas, aunque el correspondiente a la ruptura de la combinación de tres segmentos (San Vicente-Lempa-El Triunfo) es con el que se predicen más áreas y más susceptibles, el escenario de la ruptura de Guaycume podría suponer mayores daños debido a la proximidad de la ciudad de San Salvador. Contemplando la amplificación litológica la situación se agrava más si cabe.
- Los mapas de susceptibilidad obtenidos aplicando el método basado en el cálculo del coeficiente de susceptibilidad (CSU) definido en el marco de esta Tesis [Tsige *et al.*, 2012], ofrecen resultados muy similares a los obtenidos con el método de Newmark modificado [Jibson, 2007] en cuanto a localización y extensión de las zonas susceptibles. La principal diferencia estriba en que el cálculo basado en el CSU predice mayores niveles de susceptibilidad.

### 7. 2. 3. Análisis de estabilidad de la ladera de Jiboa

En el **Capítulo 6** se ha abordado el estudio de detalle de la estabilidad de una de las grandes inestabilidades ocurridas durante los terremotos de 2001, el deslizamiento de Jiboa. Para ello se han empleado dos métodos de cálculo distintos: equilibrio límite y elementos finitos.

Con anterioridad al análisis de estabilidad se ha definido el modelo geológico-geotécnico de la ladera. Para ello se han empleado gran cantidad de datos procedentes de sondeos, calicatas, prospecciones geofísicas y ensayos de laboratorio. Dicho modelo está compuesto por rocas volcánicas de distinta composición (tobas andesíticas, brechas, cenizas) con frecuentes intercalaciones de paleosuelos y depósitos piroclásticos. Debido a esta variabilidad, las litologías han sido agrupadas en cuatro unidades geotécnicas con el propósito de asignar parámetros resistentes y deformacionales representativos de cara a los análisis de estabilidad mediante métodos de equilibrio límite y elementos finitos.

#### Análisis estático

Mediante los métodos de equilibrio límite se ha calculado, en primer lugar, la estabilidad en condiciones estáticas, concluyéndose lo siguiente:

- El estudio de estabilidad estático realizado en la ladera de Jiboa ha permitido encontrar una superficie de deslizamiento compatible con las observaciones hechas en campo: geometría no circular con cabecera semi-vertical y salida al pie en los materiales correspondientes a las tobas de la Formación Cuscatlán.
- Independientemente del método de cálculo de estabilidad empleado y de los métodos de búsqueda del plano de rotura escogidos, la ladera de Jiboa era estable antes de la ocurrencia del terremoto que lo provocó, con valores de FS entre 1,8 y 2,4 según el método de cálculo.
- De acuerdo con estos resultados, se puede deducir que la mayor parte de las inestabilidades de gran volumen observadas en la zona de Jiboa, se han generado probablemente por sismos históricos, con

intensidades similares o mayores que la del terremoto del 13 de Febrero de 2001.

En relación a los métodos empleados:

- De todos los métodos de búsqueda de superficies de rotura empleados, los correspondientes a roturas no circulares ofrecen planos más parecidos al real (en la parte observable), y dentro de estos, la opción *path search* es la que se ajusta más a la realidad.
- El método de cálculo más conservador es el de Janbu simplificado, seguido del de Janbu corregido, GLE/Morgenstern-Price y Bishop simplificado.

En relación a los parámetros geotécnicos:

- Del análisis de sensibilidad efectuado en los parámetros resistentes se desprende que, independientemente del método de cálculo empleado, la cohesión de la Unidad III (tobas no consolidadas de la Fm Cuscatlán) es la que más influye en el valor del FS, seguido por el ángulo de rozamiento interno de la misma unidad. Dentro de la Unidad IV sólo tiene influencia en el FS la cohesión.

### Análisis pseudo-estático

Tras la evaluación de la estabilidad estática de Jiboa se estudió el efecto de la sismicidad. Para ello se consideró el valor de PGA registrado en la estación sísmica más próxima (a 18 km), extrayéndose las siguientes conclusiones:

- Aunque el factor de seguridad se reduce, la ladera sigue siendo estable, razón por la que se plantean dos hipótesis para explicar la inestabilidad ( $FS \leq 1$ ): que el PGA haya sido superior al registrado, o que los parámetros resistentes de los materiales que afloran al pie de la ladera (Unidad IV: cenizas volcánicas intercaladas en la Unidad III) hayan disminuido por causa de la energía sísmica.
- En este sentido, el análisis de sensibilidad realizado en los parámetros resistentes de la Unidad IV revela que el deslizamiento de Jiboa se produce con la misma PGA registrada si adquieren unos valores muy inferiores ( $c = 5 \text{ kN/m}^2$  y  $\phi = 21^\circ$ ) a los que tendría en condiciones estáticas.
- En el análisis de sensibilidad del PGA necesario para que se produzca la inestabilidad con los parámetros originales de la Unidad IV, se obtiene un valor de PGA 0,79 g.
- Según nuestras observaciones tanto en campo como en laboratorio, parece más ajustada la primera hipótesis para explicar la inestabilidad de la ladera de Jiboa, por lo que este escenario ha sido el que se ha estudiado mediante elementos finitos.

Mediante la aplicación del método de elementos finitos ha sido posible, en primer lugar, constatar que el plano de rotura obtenido mediante los MEL es similar al derivado del MEF. En segundo lugar, ha sido posible estudiar y proponer un mecanismo de rotura consistente en tres fases o estados:

- Fase 0 o estado inicial en el que la ladera es perfectamente estable y sus materiales tienen una resistencia óptima.
- Fase 1 o de colapso de la Unidad IV debido a la acción sísmica, y funcionamiento de dicha unidad con los parámetros resistentes post-rotura.
- Fase 2 o asiento del bloque de materiales situados por encima y generación de una grieta de tracción

en cabecera.

- Fase 3. Rotura progresiva desde el pie hacia la cabecera hasta producir el desplazamiento total del bloque.

Este mecanismo de rotura lo hacemos extensible a todas las laderas en la zona de Jiboa que tienen las mismas características.

### 7.3. Futuras líneas de investigación

Los resultados obtenidos en esta Tesis plantean nuevas incógnitas e hipótesis para poder ahondar en el conocimiento de las inestabilidades de ladera inducidas por terremotos en El Salvador. En este sentido, planteamos las siguientes líneas de investigación:

- Estudio del comportamiento dinámico de los materiales geológicos en función del tipo de ondas (ondas cercanas y lejanas).
- Estudio de la relación entre dirección de caída y dirección de propagación de las ondas sísmicas, y mecanismo de rotura de la falla.
- Profundización en los fenómenos de amplificación y *guiding* dentro de las estructuras geológicas.
- Estudio del comportamiento post-rotura de los materiales involucrados en las inestabilidades inducidas por terremotos y modelización del *run-out*.



# Bibliografía

- Abramson, L.W., Lee, T.S., Sharma, S., y Boyce, G.M., (2002). Slope Stability Concepts. En: *Slope Stabilisation and Stabilisation Methods*, Segunda edición, pp. 329-461.
- Agostini, S., Corti, G., Doglioni, C., Carminati, E., Innocenti, F., Tonarini, S., Manetti, P., Vincenzo, G.D., y Montanari, D., (2006). Tectonic and magmatic evolution of the active volcanic front in El Salvador: insight into the Berlín and Ahuachapán geothermal areas. *Geothermics*, 35(4): 368–408.
- Aki, K., (1988). Local Site Effects on Strong Ground Motion. En: *Earthquake Engineering and Soil Dynamics II, Recent Advances in Ground Motion Evaluation, Geotechnical Special Publication*, 20, editado por J.L. Von Thun, American Society of Civil Engineering, pp. 103-155.
- Alonso-Henar, J., (2015). Evolución tectónica y estructural de la Zona de Falla de El Salvador. Aplicaciones a la amenaza sísmica. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid, España.
- Alonso-Henar, J., Staller, A, Martínez-Díaz J.J., Benito, B., Álvarez-Gómez, J.A. y Canora, C., (2014). New seismic sources parameterization in El Salvador. Implications to seismic hazard. *Geophysical Research Abstracts*, 16: 1132.
- Alvarado, D., (2008). Crustal deformation of the Salvadoran-Nicaraguan forearc at the Gulf of Fonseca: a multidisciplinary tectonic study. *M.S. Thesis*, University of Wisconsin-Madison, 113 pp.
- Alvarado, D., DeMets, C., Tikoff, B., Hernández, D., Wawrzyniec, T.F., Oullinger, C., Mattioli, G., Turner, H.L., Rodríguez, M., y Correa-Mora, F., (2011). Forearc motion and deformation between El Salvador and Nicaragua: GPS, seismic, structural, and paleomagnetic observations. *Lithosphere*, 3(1): 3–21, doi: 10.1130/L108.1.
- Álvarez-Gómez, J.A., (2009). Tectónica Activa y Geodinámica en el Norte de Centroamérica. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid.



- Álvarez-Gómez, J.A., Béjar-Pizarro, M., Martínez-Díaz, J.J., García-Mayordomo, J., Insua-Arévalo, J.M., y Capote del Villar, R., (2006). Caracterización sismotectónica del segmento Ilopango-San Vicente, Zona de Falla de El Salvador. En: *Comunicaciones de la 5ª Asamblea de Geodesia y Geofísica*, Sevilla, Spain.
- Álvarez-Gómez, J.A., Meijer, P.T., Martínez-Díaz, J.J., y Capote, R., (2008). Constraints from finite element modeling on the active tectonics of northern Central America and the Middle America Trench. *Tectonics*, 27, TC1008, doi:10.1029/2007TC002162.
- Ambraseys, N.N. y Menu, J.M., (1988). Earthquake-induced ground displacements. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, 16(7): 985-1006.
- Ambraseys, N.N., (1995). Magnitudes of Central American earthquakes: 1898–1930. *Geophysical Journal International*, 121(2): 545– 556.
- Ambraseys, N.N., Bommer, J.J., Buforn, E., y Udías, A., (2001). The earthquake sequence of May 1951 at Jucuapa, El Salvador. *Journal of Seismology*, 5(1): 23–39.
- Ambraseys, N.N., y Adams, R.D., (1996). Large-magnitude Central American earthquakes, 1898–1994. *Geophysical Journal International*, 127(3): 665–692.
- Ambraseys, N.N., y Adams, R.D., (2001). *The Seismicity of Central America: A Descriptive Catalogue, 1898– 1995*. Imperial College Press, London, 309 pp.
- Anderson, J.G., Lee, Y., Zeng, Y. y Day, S., (1996). Control of strong motion by the upper 30 meters. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(6): 1749-1759.
- Arias, A., (1970). A measure of earthquake intensity. En: *Seismic Design for Nuclear Power Plants*, editado por R.J. Hansen, Massachusetts Institute of Technology Press, Cambridge, pp. 438-483.
- Atakan, K. y Torres, R., (1994). Local site effects in the October 10, 1986 earthquake in San Salvador, El Salvador. *Submitted to Geophysical Journal International*.
- Authemayou, C., Brocard, G., Teyssier, C., Simon-Labric, T., Gutiérrez, A., Chiquín, E.N., y Morán, S., (2011). The Caribbean–North America–Cocos Triple Junction and the dynamics of the Polochic–Motagua fault systems: Pull-up and zipper models. *Tectonics*, 30, TC3010.
- Authemayou, C., Brocard, G., Teyssier, C., Suski, B., Cosenza, B., Morán-Ical, S., González-Véliz, C.W., Aguilar-Hengstenberg, M.A., y Holliger, K., (2012). Quaternary seismo-tectonic activity of the Polochic Fault, Guatemala. *Journal of Geophysical Research*, 117, B07403, doi:10.1029/2012JB009444.
- Barckhausen, U., Ranero, C.R., von Huene, R., Cande, S.C., y Roeser, H.A., (2001). Revised tectonic boundaries in the Cocos Plate off Costa Rica: Implications for the segmentation of the convergent margin and for plate tectonic models. *Journal of Geophysical Research*, 106(B9): 19.207–19.220.
- Bard, P-Y y Tucker, B., (1985). Underground and ridge site effects: a comparison of observation and theory. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75(4): 905-922.
- Bard, P-Y, (1995). Effects of surface geology on ground motion: recent results and remaining issues. *Proc. 10th European Conference on Earthquake Engineering*, Vienna, Austria, pp. 305-323.
- Bard, P-Y, (1997). Local effects on strong motion: basic physical phenomena and estimation methods for microzoning studies. En: *SERINA—Seismic Risk: An Integrated Seismological, Geotechnical and Structural Approach*, pp. 229-299.
- Baum, R.L., Crone, A.J., Escobar, D., Harp, E.L., Major, J.J., Martinez, M., Pullinger, C., Smith, M.E., (2001). Assessment of landslide hazards resulting from the February 13, 2001, El Salvador Earthquake. *U.S. Geological Survey Open-File Report*, 01-119, 22 pp.

- Benito, B. y Torres Fernández, Y. (editores), (2009). Amenaza sísmica en América Central, Entimema, Madrid, 371 pp.
- Benito, B., Cepeda, J., y Martínez-Díaz, J.J., (2004). Analysis of the spatial and temporal distribution of the 2001 earthquakes. En: *Natural hazards in El Salvador*, editado por W.I. Rose, J.J. Bommer, D. López, M.J. Carr, y J.J. Major, Geological Society of America Special Paper, 375: 339-356.
- Benito, B., y Torres, Y., (editores), (2010). Catálogo sísmico de El Salvador empleado para el estudio de amenaza sísmica en América Central, Comunicación personal, 369 pp.
- Berrangé, J.P., Bradley, D.R., y Snelling, N.J., (1989). K/Ar age dating of the ophiolitic Nicoya Complex of the Osa Peninsula, southern Costa Rica. *Journal of South American Earth Sciences*, 2(1): 49-59.
- Bishop, A.W., (1955). The use of slip circles in stability analysis of slopes. *Geotechnique*, 5(1): 7-17.
- Bohnenberger, O.H. (1969). Los focos eruptivos cuaternarios de Guatemala. *Publicaciones Geológicas* 2, ICAITI.
- Bolton, M.D. (1991). *A Guide to Soil Mechanics*. MD y K. Bolton.
- Bommer, J. J., Benito, M.B., Ciudad-Real, M., Lemoine, A., López-Menjívar, M.A., Madariaga, R., Mankelow, J., Méndez de Hasbun, P., Murphy, W., Nieto-Lovo, M., Rodríguez-Pineda, C.E., Rosa, H., (2002a). The El Salvador earthquakes of January and February 2001: context, characteristics and implications for seismic risk. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 22(5): 389-418.
- Bommer, J.J. (1996). Terremotos, urbanización y riesgo sísmico en San Salvador. *PRISMA (Programa Salvadoreño de Investigación Sobre Desarrollo y Medio Ambiente)*, 18.
- Bommer, J.J., Udías, A., Cepeda, J.M., Hasbun, J.C., Salazar, W.M., Suárez, A., Ambraseys, N.N., Bufo, E., Cortina, J., Madariaga, R., Méndez, P., Mezcu, J., y Papastamtiou, D., (1997). A New Digital Accelerograph Network for El Salvador. *Seismological Research Letters*, 68(3): 426-437.
- Bommer, J., Salazar, W., y Samayoa, R., (1998). Riesgo Sísmico en la Región Metropolitana de San Salvador. *Programa Salvadoreño de Investigación sobre Desarrollo y Medio Ambiente (PRISMA)*.
- Bommer, J.J., Benito, M.B., Ciudad-Real, M., Lemoine, A., López-Menjívar, M.A., Madariaga, R., Mankelow, J., Méndez de Hasbun, P., Murphy, W., Nieto-Lovo, M., Rodríguez-Pineda, C.E., Rosa, H., (2002). The El Salvador earthquakes of January and February 2001: context, characteristics and implications for seismic risk. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 22(5): 389-418.
- Bommer, J.J., Rolo, R., Mitroulia, A. y Berdousis, P., (2002b). Geotechnical Properties and seismic slope stability of volcanic soil. En *Proceedings of the 12th European Conference on Earthquake Engineering*, Elsevier, paper nº 695, Oxford.
- Bommer, J.J., y Rodríguez, C.E., (2002). Earthquake-induced landslides in Central America. *Engineering Geology*, 63(3-4): 189-220.
- Borcherdt, R.D., (1994). Estimates of site-dependent response spectra for design (methodology and justification). *Earthquake Spectra*, 10(4): 617-653.
- Bosse, H., Lorenz, W., Merino, A., Mihm, A., Rode, K., Schmidt-Thomé, M., Weber, H.S., y Wieseman, G. (1978). Mapa Geológico de El Salvador / América Central. En *Centro de estudios e investigaciones geotécnicas para El Salvador (CIG), Misión Geológica Alemana en El Salvador*, editado por H.S. Weber y G. Wieseman, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, D-3 scale 1:100.000.

- Bourdeau, C., (2006). Site effects study in the Las Colinas slope (El Salvador, 2001). Paper presented at the 4th International FLAC Symposium on Numerical Modeling in Geomechanics, 2006, Madrid, Spain. May 29-31.
- Brooker, E.W. e Ireland, H.O., (1965). Earth pressures at rest related to stress history. *Canadian Geotechnical Journal*, 2(1): 1-15.
- Bundschuh, J., y Alvarado G.E., (2007). Central America: geology, resources and hazards, Taylor & Francis, London, UK, 1436 pp.
- Burkart, B. y Self, S., (1985). Extension and rotation of crustal blocks in northern Central America and effect on the volcanic arc. *Geology*, 13: 22-26.
- Cáceres, D., Monterroso, D., Tavakoli, B., (2005). Crustal deformation in northern Central America. *Tectonophysics*, 404: 119–131.
- Canora, C., Martínez-Díaz, J.J., Insua-Arévalo, J.M., Álvarez-Gómez, J.A., Villamor, P., Alonso-Henar, J., y Capote-Villar, R., (2014). The 1719 El Salvador earthquake: An  $M > 7.0$  event in the Central American Volcanic Arc? *Seismological Society of America*, 85(4): 784-793.
- Canora-Catalán, C., (2011). Análisis sismotectónico, neotectónico y paleosísmico de la zona de falla de El Salvador, Centro América. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid.
- Capolongo, D., Refice, D., y Mankelov, J., (2002). Evaluating Earthquake-Triggered Landslide Hazard at the Basin Scale Through Gis in the Upper Sele River Valley. *Surveys in Geophysics*, 23(6):595-625.
- Carr, M.J., (1976). Underthrusting and Quaternary faulting in northern Central America. *Geological Society of America Bulletin*, 87, 825–829.
- Carr, M.J. y Pontier, N.K., (1981). Evolution of a young parasitic cone towards a mature central vent: Izalco and Santa Ana volcanoes in El Salvador, Central America. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 11: 277-292.
- Carr, M.J., Patino, L.C., y Feigenson, M.D., (2007). Petrology and geochemistry of lavas. En *Central America: Geology, Resources and Hazards*, editado por J. Bundschuh y G.E. Alvarado, Taylor & Francis, London, UK., Capítulo 22: 565–590.
- Carr, M.J., y Stoiber, R.E., (1977). Geologic setting of some destructive earthquakes in Central America. *Geological Society of America Bulletin*, 88: 151–156.
- Carr, M.J., y Stoiber, R.E., (1990). Volcanism. En: *The Geology of North America: The Caribbean Region*. Editado por G. Dengo y J.E. Case, Geological Society of America, H: 375- 392.
- Carro, M., De Amicis, M., Luzi, L. y Marzorati, S., (2003). The application of predictive modelling techniques to landslides induced by earthquakes: the case study of the 26 September 1997 Umbria-Marche earthquake (Italy). *Engineering Geology*, 69: 139-159.
- Case, J., Holcombe, T., y Martin, R., (1984). Map of geological provinces in the Caribbean region. *Geological Society of America Memoir*, 162: 1–30.
- CEPAL, 2001, El Salvador: Evaluación del terremoto del martes 13 de febrero de 2001. Addendum al documento de evaluación del terremoto del 13 de enero, en *Comisión Económica para América Latina y El Caribe* (CEPAL), S.S.e.M., ed.: México, Naciones Unidas, p. 63.
- Chang, C.J., Chen, W.F. y Yao, J., (1984). Seismic displacements in slopes by limit analysis. *Journal of Geotechnical Engineering*, 110(7): 860-874.

- Chung, F.H., (1974). Quantitative interpretation of X-ray diffraction patterns of mixtures. I. Matrix-flushing method for quantitative multicomponent analysis. *Journal of Applied Crystallography*, 7: 519-525.
- Chyi-Tyi, L., Chin-Tung, C., Chi-Wen, L. y Yi-Ben, T., (2001). Site Classification of Taiwan Free-field Strong-Motion Stations. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 91(5): 1283-1297.
- Comisión Económica para América Latina y el Caribe (CEPAL), [2001]. El terremoto del 13 de enero de 2001 en El Salvador. Impacto socioeconómico y ambiental. Sede subregional de la CEPAL. México, D.F.
- Conway, F.M., Diehl, J.F., Rose, W.I., y Matías, O., (1994). Age and magma flux of Santa María volcano, Guatemala: correlation of paleomagnetic waveforms with the 28.000 to 25.000 yr B.P. Mono Lake excursion. *The Journal of Geology*, 102(1): 11-24.
- Correa-Mora, F., DeMets, C., Alvarado, D., Turner, H.L., Mattioli, G., Hernández, D., Pullinger, C., Rodríguez, M., y Tenorio, C. (2009). GPS-derived coupling estimates for the Central America subduction zone and volcanic arc faults: El Salvador, Honduras, and Nicaragua. *Geophysical Journal International*, 179(3): 1279–1291, doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04371.x.
- Corti, G., Carminati, E., Mazzarini, F., y Garcia, M.O., (2005). Active strike-slip faulting in El Salvador, Central America. *Geology*, 33(12): 989–992.
- Crone, A.J., Baum, R.L., Lidke, D.J., Sather, D.N.D., Bradley, L-A, y Tarr, A.C., (2001). Landslides Induced by Hurricane Mitch in El Salvador. An inventory and descriptions of selected features, *U.S. Geological Survey Open-File Report: 01-0444*, 24pp.
- Crosta, G.B., Imposimato, S., Roddeman, D., Chiesa, S., Moia, F., (2005). Small fast-moving flow-like landslides in volcanic deposits: The 2001 Las Colinas Landslide (El Salvador). *Engineering Geology*, 79(3-4): 185-214.
- Dawson, E.M., Roth, W.H. y Drescher, A., (1999). Slope stability analysis by strength reduction. *Geotechnique*, 49(6): 835-840.
- Delgado, J., Peláez, J.A., Tomás, R., Estévez, A., López Casado, C., Doménech, C., Cuenca, A., (2006). Evaluación de la susceptibilidad de las laderas a sufrir inestabilidades inducidas por terremotos: Aplicación a la cuenca de drenaje del río Serpis (provincia de Alicante). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 19(3-4): 197-218.
- DeMets, C., (2001). A new estimate for present day Cocos-Caribbean plate motion: Implications for slip along the Central American volcanic arc. *Geophysical Research Letters*, 28(21): 4043–4046.
- DeMets, C., Mattioli, G., Jansma, P., Rogers, R.D., Tenoria, C., y Turner, H.L., (2007). Present motion and deformation of the Caribbean plate: Constraints from new GPS geodetic measurements from Honduras and Nicaragua. En: *Geologic and tectonic development of the Caribbean plate boundary in northern Central America*, editado por P. Mann, Geological Society of America Special Paper, 428: 21-36.
- Dengo, G., (1985). Mid America: tectonic setting for the Pacific margin from Southern Mexico to northwestern Colombia. En: *The Gulf of Mesica and the Caribbean, the ocean basins and Margins*, editado por A.E.M. Naim, F.G. Stelhi y S. Uyeda, Plenum Press, New York. 7A: 123–180.
- Dengo, G., y Bohnenberger, O., (1969). Structural development of northern Central America. *Memoir of the American Association of Petroleum Geologists*, 11: 203–220.
- DesInventar, (2015). <http://www.desinventar.net/DesInventar/profiletab.jsp> (Acceso al sitio web en Junio de 2015)
- Down-Hole, (2011). Ensayo de Down-Hole ejecutado en el sondeo S-2 durante la campaña de campo del año de 2011.

- Faccioli, E., Battistella, C., Alemani, P., y Tibaldi, A., (1988). Seismic microzoning investigation in the metropolitan area of San Salvador, El Salvador, following the destructive earthquake of 10 October 1986. En: *Proceedings of International Seminar on Earthquake Engineering*, Austria, Innsbruck, 28-65.
- Fellenius, W., (1936). Calculations of the stability of earth dams. En *Proceedings of the Second Congress of Large Dams*, 4: 445-63.
- Finch, R. (1981). Mesozoic stratigraphy of central Honduras. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 65: 1320-1333.
- Franco, A., Lasserre, C., Lyon-Caen, H., Kostoglodov, V., Molina, E., Guzmán-Speziale, M., Monterosso, D., Robles, V., Figueroa, C., Amaya, W., Barrier, E., Chiquin, L., Moran, S., Flores, O., Romero, J., Santiago, J.A., Manea, M., y Manea, V.C., (2012). Fault kinematics in northern Central America and coupling along the subduction interface of the Cocos Plate, from GPS data in Chiapas (Mexico), Guatemala and El Salvador. *Geophysical Journal International*, 189: 1223-1236. doi: 10.1111/j.1365-246X.2012.05390.x
- García-Rodríguez, M.J., Malpica, J.A., Benito, B. y Díaz, M. (2008). Susceptibility assessment of earthquake-triggered landslides in El Salvador using logistic regression. *Geomorphology*, 95: 172-191.
- García-Flórez, I., (2008). Deslizamientos inducidos por terremotos: caso de El Salvador. Tesis de Máster. Universidad Complutense de Madrid (UCM), Madrid.
- García-Flórez, I. y Tsige, M. (2011). Geological and Structural Control of Earthquake-Induced Landslides in El Salvador. En *Landslide Science and Practice vol. 5*, editado por C. Margottini, P Canuti y K. Sassa.
- Goodman, R.E. y Seed, H.B., (1966). Earthquake-induced displacements in sand embankments. *Journal of Soil Mechanics and Foundations Division*, ASCE, 92(SM2): 125-146.
- Gordon, M.B., y Muehlberger, W.R., (1994). Rotation of the Chortís block causes dextral slip on the Guayape fault. *Tectonics*, 13(4): 858-872.
- Grases, J., (1974). Relación cronológica de los sismos destructores ocurridos en América Central desde 1525 hasta 1900: Sismicidad de la región Centro-Americana a la cadena volcánica del cuaternario, 2, 253 pp.
- Griffiths, D.V., y Lane, P.A., (1999). Slope stability analysis by finite elements. *Geotechnique*, 49(3): 387-403.
- Guzmán-Speziale, M., (2001). Active seismic deformation in the grabens of northern Central America and its relationship to the relative motion of the North America-Caribbean plate boundary. *Tectonophysics*, 337: 39-51.
- Guzmán-Speziale, M., (2010). Beyond the Motagua and Polochic faults: Active strike-slip faulting along the western North America-Caribbean plate boundary zone. *Tectonophysics*, 496(1-4): 17-27, doi:10.1016/j.tecto.2010.10.002.
- Guzmán-Speziale, M., y Gómez-González, J.M., (2006). Seismic strain rate along the Middle America Trench reveals significant differences between Cocos-North America and Cocos-Caribbean convergence. *Geophysical Journal International*, 166: 179-185.
- Guzmán-Speziale, M., y Meneses-Rocha, J.J., (2000). The North America-Caribbean plate boundary west of the Motagua-Polochic fault system: A fault jog in southeastern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 13: 459-468, doi:10.1016/S0895-9811(00)00036-5.
- Hahn, G.A., Rose, W.I. Jr., y Mayers, T., (1979). Geochemical correlation of genetically related rhyolitic ash-flow and air-fall ashes, central and western Guatemala and the equatorial Pacific. *Geological Society of America Special Papers*, 180: 101- 112.

- Hammah, R.E., Yacoub, T.E., y Curran, J.H., (2006). Investigating the performance of the shear strength reduction (SSR) method on the analysis of reinforced slopes. En *Proceedings of the 59th Canadian Geotechnical and 7th Joint IAHC-CNC and CGS Groundwater Specialty Conferences–Sea to Sky Geotechnique*, Vancouver, Canada.
- Hampton, M.A., Lee, H.J., y Locat, J., (1996). Submarine landslides. *Reviews of Geophysics*, 34(1): 33–59.
- Harlow, D.H., White, R.A., Rymer, M.J., y Álvarez, G.S., (1993). The San Salvador earthquake of 10 October 1986 and its historical context. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 83(4): 1143-1154.
- Harp, E.L. y Jibson, R.W., (1996). Landslides triggered by the 1994 Northridge, California, earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(1B): S319-S332.
- Harp, E.L., Jibson, R.W., Kayen, R.E., Keefer, D.K., Sherrod, B.L., Carver, G.A., Collins, B.D., Moss, R.E.S., Sitar, N., (2003). Landslides and liquefaction triggered by the M 7.9 Denali Fault earthquake of 3 November 2002. *Geological Survey of America Today*, 13(8):4-10.
- Harp, E.L., y Wilson, R.C., (1995). Shaking Intensity Thresholds for Rock Falls and Slides: Evidence from 1987 Whittier Narrows and Superstition Hills Earthquake Strong-Motion Records. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 85(6): 1739-1757.
- Hart, W., (1983). Classic to post classic tephra layers exposed in archaeological sites, eastern Zapotitán Valley. En *Archaeology and volcanism in Central America: The Zapotitán Valley of El Salvador*, editado por P. Sheets, University of Texas Press, pp. 44-51.
- Harwood, R., (1993). Mapa Geológico de Honduras, Hoja de Yuscarán, Tegucigalpa, Honduras, *Instituto Geográfico Nacional*, escala 1:50.000.
- Hernández, W., (2004). Características geomecánicas y vulcanológicas de las tefras Tierra Blanca Joven, Caldera de Ilopango, El Salvador. Tesis de master, Universidad Politécnica de Madrid y Universidad Politécnica de El Salvador.
- Hey, R. (1977). Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center. *Geological Society of America Bulletin*, 88(10): 1404–1420.
- Horne, G., Atwood, M., y King, A. (1974). Stratigraphy, sedimentology, and paleoenvironment of Esquias Formation of Honduras. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 58: 176–188.
- IDEA, (2004), Aplicación del sistema de indicadores 1980-2000, EL SALVADOR.
- Imposa, S., Coco, G., Corrao, M., (2004). Site effects close to structural lineaments in Eastern Sicily (Italy). *Engineering Geology*, 72(3): 331-341.
- International Disaster Database, (2010). Centre for Research on the Epidemiology of Disasters.
- Isacks, B.L., y Barazangi, M., (1977). Geometry of Benioff Zones: Lateral segmentation and downwards bending of the subducted lithosphere. En *Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-Arc Basins*, editado por M. Talwani y W. C. Pitman III, American Geophysical Union Maurice Ewing Series, 1: 99-114.
- Jáky, J., (1944). A nyugalmi nyomás tényezője (The coefficient of earth pressure at rest). *Magyar Mérnök és Építész Egylet Közlönye (Journal for Society of Hungarian Architects and Engineers)*, October, pp. 355-358.
- James, K.H., (2007). Structural geology: From local elements to regional synthesis. En *Central America: Geology, resources and hazards*, editado por Taylor y Francis, London, 1:1-45.



- Janbu, N., (1954a). Stability analysis of slopes with dimensionless parameters. Tesis Doctoral, Harvard University, Soil Mechanics Series, No. 46.
- Janbu, N., (1973). Slope Stability Computations. En *Embankment Dam Engineering*, editado por Hirschfeld y Poulos, Casagrande Volume: 47-86.
- Jibson, R.W. y Keefer, D.K., (1993): Analysis of the seismic origin of landslides: Examples from the New Madrid seismic zone. *Geological Society of America Bulletin*, 105: 521-536.
- Jibson, R.W., (1993). Predicting earthquake induced landslides displacements using Newmark's sliding block analysis. *Transportation Research Board*, 1411: 9-17.
- Jibson, R.W., (2007). Regression models for estimating coseismic landslide displacement. *Engineering Geology*, 91(2-4): 209-218.
- Jibson, R.W., Harp, E.L. y Michael, J.A., (1998). A method for producing digital probabilistic seismic landslide hazard maps: An example from the Los Angeles California area. *U.S. Geological Survey Open-File Report*, 98-113, 17 pp.
- Jibson, R.W., Harp, E.L. y Michael, J.A., (1998). A method for producing digital probabilistic seismic landslide hazard maps: An example from the Los Angeles California area. *U.S. Geological Survey Open-File Report*, 98-113, 17 pp.
- Jibson, R.W., Harp, E.L. y Michael, J.A., (2000). A method for producing digital probabilistic seismic landslide hazard maps. *Engineering Geology*, 58: 271-289.
- Joyner, W.B. y Fumal, T.E., (1985). Predictive mapping of earthquake ground motion. En *Evaluating Earthquake Hazards in the Los Angeles Region – An Earth-Science Perspective*, editado por J.I. Ziony, U.S. Geological Survey Professional Papers, 1360: 203-220.
- JSCE, (2001). The January 13, 2001 Off the Coast of El Salvador Earthquake. Investigation of Damage to Civil Engineering Structures, Buildings and Dwellings. Japan Society of Civil Engineers. Yotsuya 1, Shinjuku-ku, Tokyo 160-0004.
- Kanamori, H., y Stewart, G.S., (1978). Seismological aspects of the Guatemala earthquake of February 4, 1976. *Journal of Geophysical Research*, 83(B7): 3427-3434.
- Katz, O. y Crouvi, O., (2007). The geotechnical effects of long human habitation (2000< years): Earthquake induced landslide hazard in the city of Zefat, northern Israel. *Engineering Geology*, 95(3-4): 57-78.
- Keefer, D.K., (1984). Landslides caused by earthquakes. *Bulletin of the Geological Society of America*, 95(4): 406-421.
- Keefer, D.K., y Wilson, R.C., (1989). Predicting earthquake induced landslides, with emphasis on arid and semi-arid environments. En *Landslides in a semi-arid environment with emphasis on the Inland Valleys of Southern California*, editado por P.M. Sadler y D.M. Morton. Inland Geological Society of Southern California, 2(1): 118-149.
- Koch, A., y McLean, H., (1975). Pleistocene tephra and ash-flow deposits in the volcanic highlands of Guatemala. *Geological Society of America Bulletin*, 86(4): 529-541.
- Konagai, K., Johansson, J., Mayorca, P., Yamamoto, T., Miyajima, M., Uzuoka, R., Pulido, N.E., Duran, F., Sassa, K., Fukuoka, H., (2002). Las Colinas landslide caused by the January 13, 2001 off the coast of El Salvador earthquake. *Journal of Japan Association for Earthquake Engineering*, 2(1): 1-15.
- Kramer, S.L., (1996). Geotechnical Earthquake Engineering. Prentice Hall, 653 p.

- La Femina, P., Dixon, T.H., Govers, R., Norabuena, E., Turner, H., Saballos, A., Mattioli, G., Protti, M., y Strauch, W., (2009). Fore-arc motion and Cocos Ridge collision in Central America. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(5), Q05S14, doi:10.1029/2008GC002181.
- La Femina, P.C., Dixon, T.H., y Strauch, W., (2002). Bookshelf faulting in Nicaragua. *Geology*, 30(8): 751–754.
- Lallemant, H.G.A., y Gordon, M.B., (1999). Deformation history of Roatán Island: Implications for the origin of the Tela Basin (Honduras). En: *Caribbean basin, Sedimentary basins of the world*, Elsevier Science, Amsterdam, 4: 197-218.
- Lardé, J., (1960). Historia sísmica y erupcio-volcánica de El Salvador, Documentación histórica, crítica y conclusiones: Obras completas, Tomo I. *Min. Cultura, Depto. Ed. El Salvador*, vol. 1, 441–576.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R. y Zanettin, B., (1989). A Classification of Igneous Rocks and Glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Blackwell Scientific Publications*, Oxford, U.K.
- Lomnitz, C. y Schulz, R., (1966). The San Salvador earthquake of May 3, 1965. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 56(2): 561-575.
- Lomnitz, C., y Rodríguez, S., (2001). El Salvador 2001: Earthquake disaster and disaster preparedness in a tropical volcanic environment. *Seismological Research Letters*, 72(3): 346–351.
- López Casado, C., Benito, B., Bommer, J.J., Ciudad Real, M. y Peláez, J.A., (2001). Análisis de los Acelerogramas registrados en los Terremotos de El Salvador de 2001. *II Congreso Iberoamericano de Ingeniería Sísmica*, Madrid, 16-19 Octubre.
- López, M., Bommer, J.J., y Pinho, R., (2004). Seismic hazard assessments, seismic design codes, and earthquake engineering in El Salvador. En: *Natural hazards in El Salvador*, editado por W.I. Rose, J.J. Bommer, D. López, M.J. Carr, y J.J. Major, Geological Society of America Special Paper, 375: 301-320.
- Lotti, C. y Associati, (2001). Investigación Geotécnica Integral, Informe Final, Síntesis Geológica y Modelos Numéricos, Anexos.
- Luzi, L. y Pergalani, F., (2000). A correlation between slope failures and accelerometric parameters: The 26 September 1997 earthquake (Umbria-Marche, Italy). *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 20: 301-313.
- Luzi, L., Pergalani, F. y Terlien, M.T.J., (2000). Slope vulnerability to earthquakes at subregional scale, using probabilistic techniques and geographic information systems. *Engineering Geology*, 58(3): 313-336.
- Lyon-Caen, H., Barrier, E., Lasserre, C., Franco, A., Arzu, I., Chiquin, L., Chiquin, M., Duquesnoy, T., Flores, O., Galicia, O., Luna, J., Molina, E., Porras, O., Requena, J., Robles, V., Romero, J., y Wolf, R., (2006). Kinematics of the North American-Caribbean-Cocos plates in Central America from new GPS measurements across the Polochic-Motagua fault system. *Geophysical Research Letters*, 33, L19, 309(1–5).
- Major, J.J., Schilling, S.P., Pullinger, C.R., y Escobar, C.D., (2004). Debris-flow hazards at San Salvador, San Vicente and San Miguel volcanoes, El Salvador. En: *Natural hazards in El Salvador*, editado por W.I. Rose, J.J. Bommer, D. López, M.J. Carr, y J.J. Major, Geological Society of America Special Paper, 375: 89-108.
- Major, J.J., Schilling, S.P., Sofield, D.J., Escobar, C.D., y Pullinger, C.R., (2001). Volcano Hazards in the San Salvador Region, El Salvador. *U.S. Geological Survey Open-File Report*: 01-366.

- Makdisi, F.I., y Seed, H.B., (1978). Simplified procedure for estimating dam and embankment earthquake-induced deformations. *Journal of the Geotechnical Engineering Division*, ASCE, 104(7): 849-867.
- Malfait, B.T., y Dinkelman, M.G., (1972). Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean Plate. *Geological Society of America Bulletin*, 83: 251-272.
- Mann, C.P., Stix, J., Vallance, J.W., y Richer, M., (2004). Subaqueous intracaldera volcanism, Ilopango caldera, El Salvador, Central America. En: *Natural hazards in El Salvador*, editado por W.I. Rose, J.J. Bommer, D. López, M.J. Carr, y J.J. Major, Geological Society of America Special Paper, 375: 159-174.
- Mann, P., Schubert, C., y Burke, K., (1990). Review of Caribbean neotectonics. En: *The Geology of North America: The Caribbean region*, editado por G. Dengo y J.E. Case, Geological Society of America, H: 307-338.
- Manton, W.I. (1987). Tectonic interpretation of the morphology of Honduras. *Tectonics*, 6(5): 633-651.
- Markey, R., (1995). Mapa Geológico de Honduras, Hoja de Moroceli, Tegucigalpa, Honduras, *Instituto Geográfico Nacional*, escala 1:50.000.
- Martínez, M., (1978). Cronología sísmica y eruptiva de la república de El Salvador a partir de 1520. *Centro de Investigaciones Geotécnicas, Ministerio de obras Públicas*, San Salvador, 40.
- Martínez-Díaz, J.J., Álvarez-Gómez, J.A., Benito, B., y Hernández, D., (2004). Triggering of destructive earthquakes in El Salvador. *Geology*, 32(1): 65-68.
- Matthews, M. C., Clayton, C.R.I., y Own, Y., (2000). The use of field geophysical techniques to determine geotechnical stiffness parameters. En: *Proceedings of the ICE - Geotechnical Engineering*, 143(1): 31-42.
- McBirney, A.R., y Williams, H., (1965). Volcanic history of Nicaragua. *Publications in Geological Sciences*, 55, 73 pp., University of California.
- Mehring Jr., P.J., Sarna-Wojcicki, A.M., Wollwage, L.K., y Sheets, P., (2005). Age and extent of the Ilopango TBJ Tephra inferred from Holocene chronostratigraphic reference section, Lago De Yojoa, Honduras. *Quaternary Research*, 63: 199-205.
- Meschede, M., y Frisch, W., (1998). A plate tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate. *Tectonophysics*, 296: 269-291.
- Meyer-Abich, H., (1952). Terremoto de Jucuapa en El Salvador (America Central), 6-7 de Mayo de 1951. *Comunicaciones del Instituto Tropical de Investigaciones Científicas, Universidad de El Salvador*.
- Mills, R.A., Hugh, K.E., Feray, D.E., y Swolfs, H.C., (1967). Mesozoic stratigraphy of Honduras. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 51(9): 1711-1786.
- Morgenstern, N.R. y Price, V.E., (1965). The analysis of the stability of general slip surfaces. *Geotechnique*, 15(1): 77-93.
- Muehlberger, W.R., (1976). The Honduras depression. *Publicaciones Geológicas del ICAITI*, 5: 43-51.
- Muehlberger, W.R., y Ritchie, A.W., (1975). Caribbean-Americas plate boundary in Guatemala and southern Mexico as seen on Skylab IV orbital photography. *Geology*, 3(5): 232-235.
- Murphy, W. y Mankelaw, J.H., (2004). Obtaining probabilistic estimates of displacements on a landslide during future earthquakes. *Journal of Earthquake Engineering*, 8: 133-157.
- Nash, D., (1987). A comprehensive review of limit equilibrium methods of stability analysis. En: *Slope Stability*, editado por M.G. Andersen y K.S. Richards, Capítulo 2: 11-75.

- NEHRP. Recommendation provisions for seismic regulation for new buildings and other structures. Edición de 2003, Building Seismic Safety Council, National Institute of Building Sciences, Washington, D. C.
- Newmark, N.M., (1965). Effects of Earthquakes on Dams and Embankments. *Geotechnique*, 15(2): 139-160.
- Pacheco, J.F., Sykes, L.R., Scholz, C.H., (1993). Nature of seismic coupling along simple plate boundaries of the subduction type. *Journal of Geophysical Research*, 98(B8): 14133–14159.
- Papathanassiou, G., (2012). Estimating slope failure potential in an earthquake prone area: a case study at Skolis Mountain, NW Peloponnesus, Greece. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 71(1): 187-194.
- Pindell, J.L., Kennan, L., Maresch, W.V., Stanek, K.P., Draper, G., y Higgs, R., (2005). Plate-kinematics and crustal dynamics of circum-Caribbean arc-continent interactions, and tectonic controls on basin development in Proto-Caribbean margins. En: *Caribbean–South American Plate interactions, Venezuela*, editado por H.G. Avé-Lallemant y V.B. Sisson, Geological Society of America Special Paper, 394: 7–52.
- Pindell, J.L., y Barrett, S.F., (1990). Geological evolution of the Caribbean region; a plate tectonic perspective. En: *The Geology of North America: The Caribbean Region*, editado por G. Dengo y J.E. Case, Geological Society of America, H: 405–432.
- Refine, A. y Capolongo, D., (2002). Probabilistic modeling of uncertainties in earthquake induced landslide hazard assessment. *Computers & Geosciences*, 28: 735-749.
- Rocscience, Inc., (2010). Slide v6.0—2D Limit Equilibrium Slope Stability Analysis, Toronto. [www.rocscience.com](http://www.rocscience.com)
- Rocscience, Inc., (2011). Phase2 v8.0—Finite Element Analysis for Excavations and Slopes, Toronto. [www.rocscience.com](http://www.rocscience.com)
- Rodríguez, C.E., Bommer, J.J., Chandler, R.J., (1999). Earthquake-induced landslides: 1980–1997. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 18(5): 325–346.
- Rodríguez, M., DeMets, C., Rogers, R., Tenorio, C., y Hernández, D., (2009). A GPS and modelling study of deformation in northern Central America. *Geophysical Journal International*, 178: 1733–1754. doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04251.x
- Rodríguez-Peces, M.J., García Mayordomo, J., Azañón, J.M., Jabaloy, A., (2008). Evaluación regional de inestabilidades de ladera por efecto sísmico en la cuenca de Lorca (Murcia): Implementación del método de Newmark en un SIG. *Boletín Geológico y Minero*, 119(4): 459- 472.
- Rodríguez-Peces, M.J., García-Mayordomo, J., Azañón, J.M., y Jabaloy, A., (2011). Regional hazard assessment of earthquake-triggered slope instabilities considering site effects and seismic scenarios in Lorca basin (Spain). *Environmental and Engineering Geoscience*, 17(2): 183-196.
- Rogers, R., Mann, P., DeMets, C., Tenorio, C., y Rodríguez, M., (2005). Two styles of active, transtensional deformation along the western North America-Caribbean plate boundary zone. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 37(7), 420p.
- Rogers, R.D., (2003). Jurassic-Recent tectonic and stratigraphic history of the Chortis block of Honduras and Nicaragua (northern Central America). Tesis Doctoral, The University of Texas at Austin.
- Rogers, R.D., Kárasón, H., y van der Hilst, R.D., (2002). Epeirogenic uplift above a detached slab in northern Central America. *Geology*, 30(11): 1031–1034.

- Rogers, R.D., Mann, P., Emmet, P.A., (2007). Tectonic terranes of the Chortis block based on integration of regional aeromagnetic and geologic data. En: *Geologic and tectonic development of the Caribbean plate in northern Central America*, editado por P. Mann, Geological Society of America Special Paper, 428: 65–88.
- Rogers, R.D., y Mann, P., (2007). Transtensional deformation of the western Caribbean-North America plate boundary zone. En: *Geologic and tectonic development of the Caribbean plate in northern Central America*, editado por P. Mann, Geological Society of America Special Paper, 428: 37-64.
- Rolo, R., Bommer, J.J., Houghton, B.F., Vallance, J.W., Berdousis, P., Mavrommati, C., Murphy, W., (2004). Geologic and engineering characterization of Tierra Blanca pyroclastic ash deposits. En: *Natural Hazards in El Salvador*, editado por W.I. Rose, J.J. Bommer, D.L. Lopez, M.J. Carr, J.J. Major, Geological Society of America Special Paper, 375: 55–68.
- Romeo, R., (2000). Seismically induced landslide displacements: a predictive model. *Engineering Geology*, 58: 337-351.
- Rosa, H., y Barry, D., (1995). Población, territorio y medio ambiente en El Salvador. *Programa Salvadoreño de Investigación Sobre Desarrollo y Medio Ambiente (PRISMA)* Boletín 11, 16 pp.
- Rose Jr, W.I., Bornhorst, T.J., y Wunderman, R.L., (1981). Quaternary calderas of Guatemala and El Salvador and silicic volcanic rocks. *Geological Society of America*, 13(7): 540-541.
- Rose, W.I., Conway, F.M., Pullinger, C.R., Deino, A., y McIntosh, W.C., (1999). An improved age framework for late Quaternary silicic eruptions in northern Central America. *Bulletin of Volcanology*, 61:106-120.
- Rymer, M.J. y White, R.A., (1989). Hazards in El Salvador from earthquake induced landslides. En *Landslides: Extent and economic significance*, editado por Brabb y Harrod, Balkema, Rotterdam, 105-109.
- Rymer, M.J., (1987). The San Salvador Earthquake of October 10, 1986: Geologic Aspects. *Eathquake Spectra*, 3(3): 435-463.
- Schmidt Díaz, V., (2010). Avances para estudios del riesgo sísmico a escala regional y local: aplicación a América Central y a la Bahía de Cádiz (Sur de España). Tesis Doctoral, Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona, España.
- Schmidt-Thome, M., (1975). The geology in the San Salvador area (El Salvador, Central America), a basis for city development and planning, *Geologisches Jahrbuch*, B 13, 207-228.
- Seed, H.B., Ugas, C. y Lysmer, J., (1976). Site dependent spectra for earthquake-resistant design. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 66(1): 221-243.
- Sepúlveda, S.A., Murphy, W., Petley, D.N., (2005). Topographic Controls on coseismic rock slides during the 1999 Chi-Chi earthquake, Taiwan. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 38: 189–196.
- Short, N.M., (1986). Volcanic landforms. En: *Geomorphology from Space: A Global Overview of Regional Landforms*, editado por N.M. Short y R.W. Blair, NASA Special Publication, 486.
- Siebert, L., y Simkin, T., (2002). Volcanoes of the World: an Illustrated Catalogue of Holocene Volcanoes and their Eruptions. *Smithsonian Institution, Global Volcanism Program Digital Information Series, GVP-3*, (<http://www.volcano.si.edu/world/>).
- Sigurdsson, H., Kelley, S., Leckie, R.M., Carey, S., Bralower, T., y King, J., (2000). History of circum-Caribbean explosive volcanism: (40)Ar/(39)Ar dating of tephra layers. En: *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results*, 165: 299–314.

- Sigurdsson, H., Leckie, R.M., Acton, G., and ODP Leg 165 Shipboard Party (including T. J. Bralower), (1997). En: *Proceedings of the Ocean Drilling Program Initial Reports*, 165, 865 pp.
- SNET (2006), (<http://srt.snet.gob.sv>)
- Sofield, D., (2004). Eruptive history and volcanic hazards of Volcán San Salvador. En: *Natural hazards in El Salvador*, editado por W.I. Rose, J.J. Bommer, D. López, M.J. Carr, y J.J. Major, Geological Society of America Special Paper, 375: 147-158.
- Stoiber, R.E., y Carr, M.J., (1973). Quaternary volcanic and tectonic segmentation of Central America. *Bulletin Volcanologique*, 37(3): 304-325.
- Sylvester, A.G., (1988). Strike-slip faults. *Geological Society of America Bulletin*, 100:1666-1703.
- Tsige, M., García-Flórez, I., Capote, R., y Mateos, R.M., (2008). Los grandes deslizamientos inducidos por los terremotos de El Salvador del 2001: Control litológico y estructural. *Geo-Temas*, 10: 1421-1424.
- Tsige, M., García-Flórez, I., Rodríguez-Peces, M., Solano, V. y Calderón, N., (2012). Análisis de Susceptibilidad de movimientos de ladera co-sísmicos en la Región de Murcia. *Geotemas*, 13.
- Turner III, H.L., La Femina, P., Saballos, A., Mattioli, G.S., Jansma, P.E., y Dixon, T. (2007). Kinematics of the Nicaraguan forearc from GPS geodesy. *Geophysical Research Letters*, 34: L02,302, doi:10.1029/2006GL027,586.
- United Nations (2004). Geospatial Information Section (*formerly Cartographic Section*). <http://www.un.org/Depts/Cartographic/english/htmain.htm>
- van Wik de Vries, B., (1993). Tectonics and magma evolution of Nicaraguan volcanic systems. Tesis Doctoral, Open University, Milton Keynes, UK.
- Varnes, D.J., (1978). Slope movement types and processes. En: *Landslides-Analysis and control*, editado por Schuster, R.L., y Krizek, R.J. National Academy of Sciences Transportation Research Board Special Report. 176: 12-33.
- Wang, K-L y Lin, M-L, (2010). Development of shallow seismic landslide potential map based on Newmark's displacement: the case study of Chi-Chi earthquake, Taiwan. *Environmental Earth Sciences*, 60(4): 775-785.
- Weinberg, R.F., (1992). Neotectonic development of western Nicaragua. *Tectonics*, 11(5): 1010-1017.
- Weyl, R., (1980). Geology of Central America, 2ª ed., GebruederBorntraeger, Berlin.
- White, R.A., (1985). The Guatemala earthquake of 1819 on the Chixoy-Polochic fault. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75(2): 455-473.
- White, R.A., (1991). Tectonic implications of upper-crustal seismicity in Central America. En: *Neotectonics of North America*, editado por D.B. Slemmons y E.R. Engdahl, Geological Society of America Decade Map, 1: 323-338.
- White, R.A., Ligorria, J.P., y Cifuentes, I.L., (2004). Seismic history of the Middle America subduction zone along El Salvador, Guatemala, and Chiapas, Mexico: 1526-2000. En: *Natural hazards in El Salvador*, editado por W.I. Rose, J.J. Bommer, D. López, M.J. Carr, y J.J. Major, Geological Society of America Special Paper, 375: 379-396.
- White, R.A., y Harlow, D.H., (1993). Destructive upper crustal earthquakes of Central America since 1900. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 83(4): 1115-1142.



- Wieczorek, G.F., Wilson, R.C. y Harp, E.L., (1985). Map showing slope stability during earthquakes of San Mateo County, California. *U.S. Geological Survey Miscellaneous Investigation*, Map I-1257E, scale 1:62,500.
- Wilson, R.C. y Keefer, D.K., (1983). Dynamic analysis of a slope failure from the 6 August 1979 Coyote Lake, California, earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 73(3): 863-877.
- Wilson, R.C. y Keefer, D.K., (1985). Predicting areal limits of earthquake-induced landsliding. En: *Evaluating Earthquake Hazards in the Los Angeles region: An Earth-Science Perspective*, editado por J.I. Ziony, U.S. Geological Survey Professional Paper, 1360: 317-345.
- Wortel, R., y Cloetingh, S., (1981). On the origin of the Cocos-Nazca spreading center. *Geology*, 9: 425–430.
- WP/WLI (International Geotechnical Societies' UNESCO Working Party for World Landslide Inventory), (1993b). Multilingual landslide glossary. *The Canadian Geotechnical Society*.

# ANEXO I

## SONDEOS Y CALICATAS Ubicación, testificación y fotografías.

Leyenda fotos de los testigos:

Líneas rojas:

- continuas: límites entre los tramos de testificación
- discontinuas: variaciones dentro de los tramos de testificación

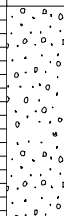
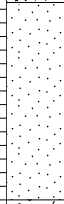
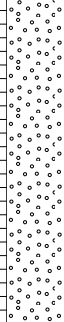
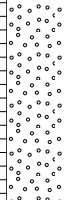
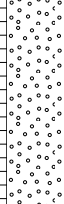
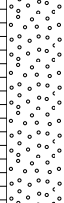
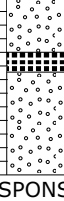
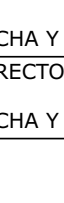

Líneas amarillas y cuadros amarillos: muestras

Líneas de colores con flechas (sólo en el Sondeo S-1): cambios de velocidad de  $V_s$  (MASW)

Líneas blancas (sólo en Sondeo S-2): valores de  $V_s$  y  $V_p$  (Down-Hole).



*Imagen Google Earth de la inestabilidad de Jiboa y ubicación de los sondeos y calicatas..*

		COORDENADAS		SONDEO NUMERO		FECHA							
		X =	88° 54' 40,62" O	S-1		28/03/08							
		Y =	13° 39' 46,57" N										
		Z =	668 m										
CLIENTE: IGNACIO GARCÍA FLÓREZ. DIRECCIÓN: C/JOSE ANTONIO NOVAIS Nº2, C.P. 28040, MADRID.				NIVEL DE AGUA		-	HOJA 1 DE 5						
OBRA: DESLIZAMIENTO DE JIBOA. SITUACIÓN: EL SALVADOR						ENSAYOS DE LABORATORIO							
Prof.	LITOL.	NATURALEZA DEL TERRENO	TOMA DE MUESTRAS				USCS	Y <sub>s</sub> KN/m <sup>3</sup>	W	W <sub>L</sub>	I <sub>p</sub>	Nº 10 (%) RETIENE	Nº 200 (%) PASA
			SPT	MA	PF	TP							
0		DE 0,00 A 1,55 m.- COLADA PIROCLÁSTICA DE COLOR BEIGE CLARO. CONTIENE PÓMECES, LÍTICOS Y CRISTALES DE MINERALES NO DISTINGUIBLES, EN UNA MATRIZ CINERÍTICA.	0,55	MZN-3 (0,00-0,55)									
11 10 9			M-1 (0,55-1,00)										
1,00			M-2 (2,30)										
1,55													
5 4 5													
2		DE 1,55 A 3,00 m.- TOBA DE COLOR CAFÉ. EPICLASTITA CONSTITUIDA POR FRAGMENTOS DE PÓMECES DE COLOR AMARILLENTO Y TAMAÑO MILIMÉTRICO DENTRO DE UNA MATRIZ ARCILLOSA DE COLOR MARRÓN OSCURO.	2,00	M-2 (2,30)									
2,55													
6 11 15													
3,00													
3,55													
4		DE 3,00 A 14,25 m.- INTERCALACIÓN DE ROCAS PIROCLÁSTICAS INTERMEDIAS (ANDESITAS) DE COLOR GRISÁCEO Y TAMAÑO CENTIMÉTRICO A DECIMÉTRICO, Y EPICLASTITAS VARIABLEMENTE ALTERADAS CON PREDOMINIO DE COLADAS PIROCLÁSTICAS (PÓMECES BLANQUECINOS) EMPASTADOS EN UNA MATRIZ ARCILLOSA DE COLOR MARRÓN OSCURO-NEGRO. LAS EPICLASTITAS SON MÁS ABUNDANTES EN LA MITAD INFERIOR.	12 34 30	M-3 (10,30)									
			4,00										
			4,55										
			6 11 16										
			5,00										
5		DE 10,20 A 10,35 m.- TOBA DE COLOR NEGRO. POSIBLE PALEOSUELO.	5,55	M-3 (10,30)									
			12 22 33										
			6,00										
			6,55										
			16 50/R										
6		DE 10,20 A 10,35 m.- TOBA DE COLOR NEGRO. POSIBLE PALEOSUELO.	6,80	M-3 (10,30)									
			8,55										
			33 50/R										
			8,80										
			8,80										
7		DE 10,20 A 10,35 m.- TOBA DE COLOR NEGRO. POSIBLE PALEOSUELO.	8,80	M-3 (10,30)									
			8,80										
			8,80										
			8,80										
			8,80										
8		DE 10,20 A 10,35 m.- TOBA DE COLOR NEGRO. POSIBLE PALEOSUELO.	8,80	M-3 (10,30)									
			8,80										
			8,80										
			8,80										
			8,80										
9		DE 10,20 A 10,35 m.- TOBA DE COLOR NEGRO. POSIBLE PALEOSUELO.	8,80	M-3 (10,30)									
			8,80										
			8,80										
			8,80										
			8,80										
10		DE 10,20 A 10,35 m.- TOBA DE COLOR NEGRO. POSIBLE PALEOSUELO.	8,80	M-3 (10,30)									
			8,80										
			8,80										
			8,80										
			8,80										
11		DE 10,20 A 10,35 m.- TOBA DE COLOR NEGRO. POSIBLE PALEOSUELO.	8,80	M-3 (10,30)									
			8,80										
			8,80										
			8,80										
			8,80										
RESPONSABLE DEL ÁREA:			MÁQUINA: LONGYEAR 34										
FECHA Y FIRMA:			OBSERVACIONES:										
DIRECTOR DEL LABORATORIO:			OBSERVACIONES:										
FECHA Y FIRMA:			OBSERVACIONES:										

		COORDENADAS		SONDEO NUMERO		FECHA							
		X =	88° 54' 40,62" O	S-1		28/03/08							
		Y =	13° 39' 46,57" N										
		Z =	668 m										
CLIENTE: IGNACIO GARCÍA FLÓREZ. DIRECCIÓN: C/JOSE ANTONIO NOVAIS Nº2, C.P. 28040, MADRID.				NIVEL DE AGUA		-	HOJA 2 DE 5						
OBRA: DESLIZAMIENTO DE JIBOA. SITUACIÓN: EL SALVADOR						ENSAYOS DE LABORATORIO							
Prof.	LITOL.	NATURALEZA DEL TERRENO	TOMA DE MUESTRAS				USCS	Y <sub>d</sub> KN/m³	W	W <sub>L</sub>	I <sub>p</sub>	Nº 10 (%) RETIENE	Nº 200 (%) PASA
			SPT	MA	PF	TP							
11			11,55 36 50/R										
12			11,75										
13			12,55 50/R										
14			14,15 50/R	M-4 (14,30)			SP	20,5	-	-	-	21,50	4,38
15		DE 14,25 A 50,15 m.- BRECHA POLIMÍCTICA FORMADA POR FRAGMENTOS DE ROCA MASIVA INTERMEDIA (ANDESITA) Y OTROS FRAGMENTOS DE DISTINTA COMPOSICIÓN QUE SE ENCUENTRAN ALTERADOS ADQUIRIENDO COLORES ROJIZOS Y AMARILLENOS. ES MUY HETEROMÉTRICA, VARIANDO LOS TAMAÑOS DESDE POCOS MILÍMETROS A VARIOS DECÍMETROS. PRESENTA UNA MATRIZ ARCILLOSA DE COLOR MARRÓN OSCURO.		15,55 50/R									
16													
17				17,70 50/R	M-5 (16,90-18,70)			SM	18,3	-	-	-	27,70
18													
19													
20													
21													
22													
RESPONSABLE DEL ÁREA:			MÁQUINA: LONGYEAR 34										
FECHA Y FIRMA:													
DIRECTOR DEL LABORATORIO:			OBSERVACIONES:										
FECHA Y FIRMA:													

		COORDENADAS				SONDEO NUMERO		FECHA					
		X = 88° 54' 40,62" O				S-1		28/03/08					
		Y = 13° 39' 46,57" N											
		Z = 668 m											
CLIENTE: IGNACIO GARCÍA FLÓREZ. DIRECCIÓN: C/JOSE ANTONIO NOVAIS Nº2, C.P. 28040, MADRID.						NIVEL DE AGUA		-		HOJA 3 DE 5			
OBRA: DESLIZAMIENTO DE JIBOA. SITUACIÓN: EL SALVADOR						ENSAYOS DE LABORATORIO							
Prof.	LITOL.	NATURALEZA DEL TERRENO	TOMA DE MUESTRAS				USCS	Y <sub>d</sub> KN/m³	W	W <sub>L</sub>	I <sub>p</sub>	Nº 10 (%) RETIENE	Nº 200 (%) PASA
			SPT	MA	PF	TP							
22													
23													
24													
25													
26													
27													
28													
29													
30													
31													
32													
33													
RESPONSABLE DEL ÁREA:						MÁQUINA: LONGYEAR 34							
FECHA Y FIRMA:													
DIRECTOR DEL LABORATORIO:						OBSERVACIONES:							
FECHA Y FIRMA:													

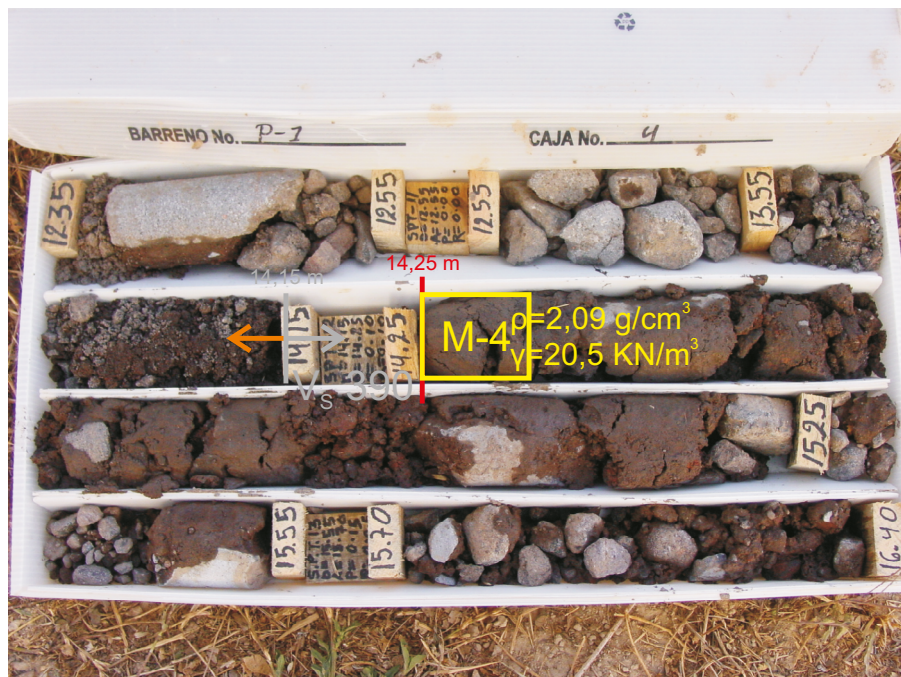
		COORDENADAS				SONDEO NUMERO		FECHA					
		X = 88° 54' 40,62" O				S-1		28/03/08					
		Y = 13° 39' 46,57" N											
		Z = 668 m											
CLIENTE: IGNACIO GARCÍA FLÓREZ. DIRECCIÓN: C/JOSE ANTONIO NOVAIS Nº2, C.P. 28040, MADRID.						NIVEL DE AGUA		-		HOJA 4 DE 5			
OBRA: DESLIZAMIENTO DE JIBOA. SITUACIÓN: EL SALVADOR								ENSAYOS DE LABORATORIO					
Prof.	LITOL.	NATURALEZA DEL TERRENO	TOMA DE MUESTRAS				USCS	Y <sub>d</sub> KN/m³	W	W <sub>L</sub>	I <sub>p</sub>	Nº 10 (%) RETIENE	Nº 200 (%) PASA
			SPT	MA	PF	TP							
33		<p>LOS FRAGMENTOS ROJIZOS TIENEN UN TAMAÑO SIMILAR AL DE LOS DE COMPOSICIÓN INTERMEDIA.</p> <p>LA BRECHA ES MUCHO MÁS ARCILLOSA Y POBRE EN FRAGMENTOS, SIENDO ÉSTOS DE MENOR TAMAÑO.</p> <p>PREDOMINAN LOS FRAGMENTOS ROJOS FRENTE A LOS DE COMPOSICIÓN INTERMEDIA.</p>											
34													
35													
36													
37													
38													
39													
40													
41													
42													
43													
44													
RESPONSABLE DEL ÁREA:			MÁQUINA: LONGYEAR 34										
FECHA Y FIRMA:													
DIRECTOR DEL LABORATORIO:			OBSERVACIONES:										
FECHA Y FIRMA:													



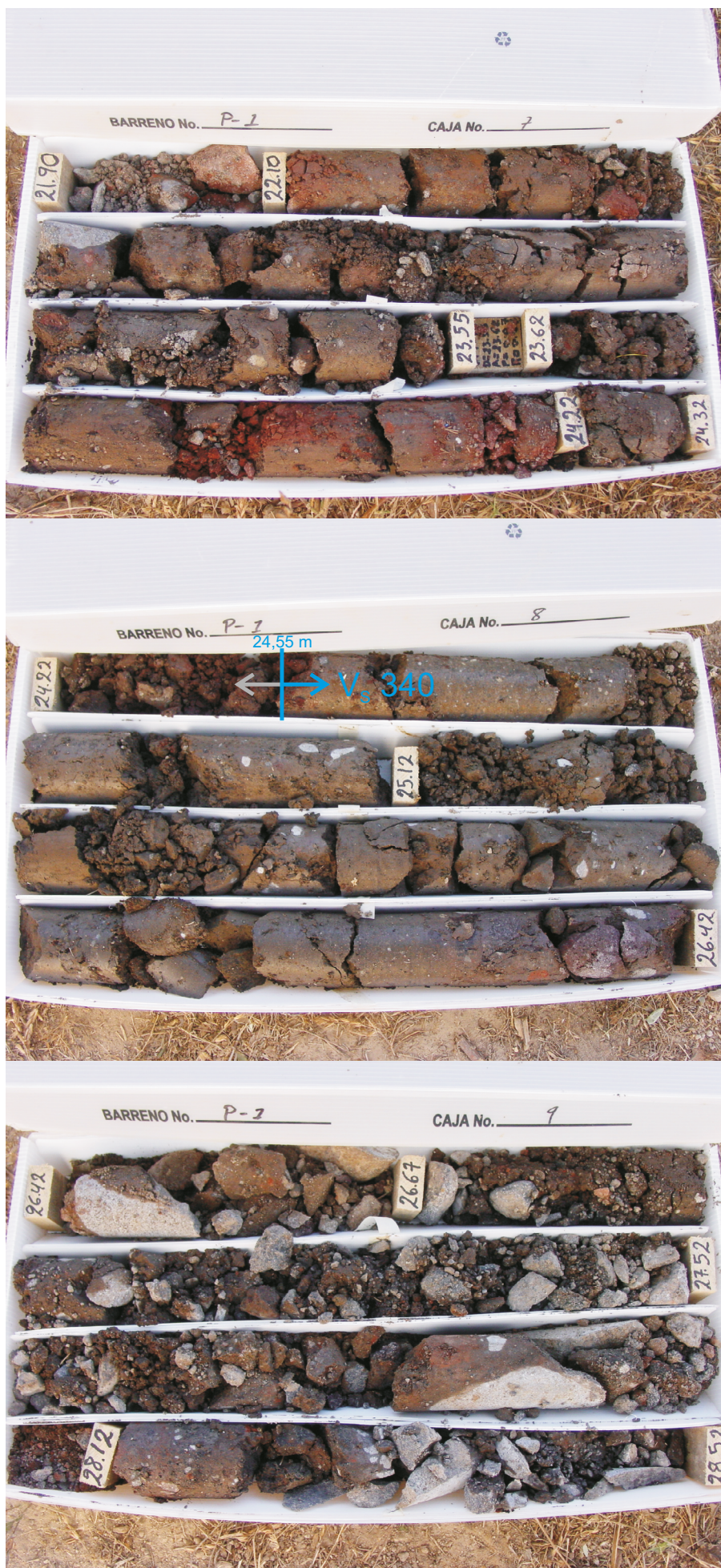
		COORDENADAS				SONDEO NUMERO		FECHA					
		X = 88° 54' 40,62" O				S-1		28/03/08					
		Y = 13° 39' 46,57" N											
		Z = 668 m											
CLIENTE: IGNACIO GARCÍA FLÓREZ. DIRECCIÓN: C/JOSE ANTONIO NOVAIS Nº2, C.P. 28040, MADRID.						NIVEL DE AGUA		-		HOJA 5 DE 5			
OBRA: DESLIZAMIENTO DE JIBOA. SITUACIÓN: EL SALVADOR						ENSAYOS DE LABORATORIO							
Prof.	LITOL.	NATURALEZA DEL TERRENO	TOMA DE MUESTRAS				USCS	Y <sub>d</sub> KN/m³	W	W <sub>L</sub>	I <sub>p</sub>	Nº 10 (%) RETIENE	Nº 200 (%) PASA
			SPT	MA	PF	TP							
44		GRANDES FRAGMENTOS DE ROCA MASIVA DE COMPOSICIÓN INTERMEDIA.											
45													
46													
47													
48													
49													
50													
51													
52													
53													
54													
55		FIN DEL SONDEO A 50,15 m.											
RESPONSABLE DEL ÁREA:						MÁQUINA: LONGYEAR 34							
FECHA Y FIRMA:													
DIRECTOR DEL LABORATORIO:						OBSERVACIONES:							
FECHA Y FIRMA:													



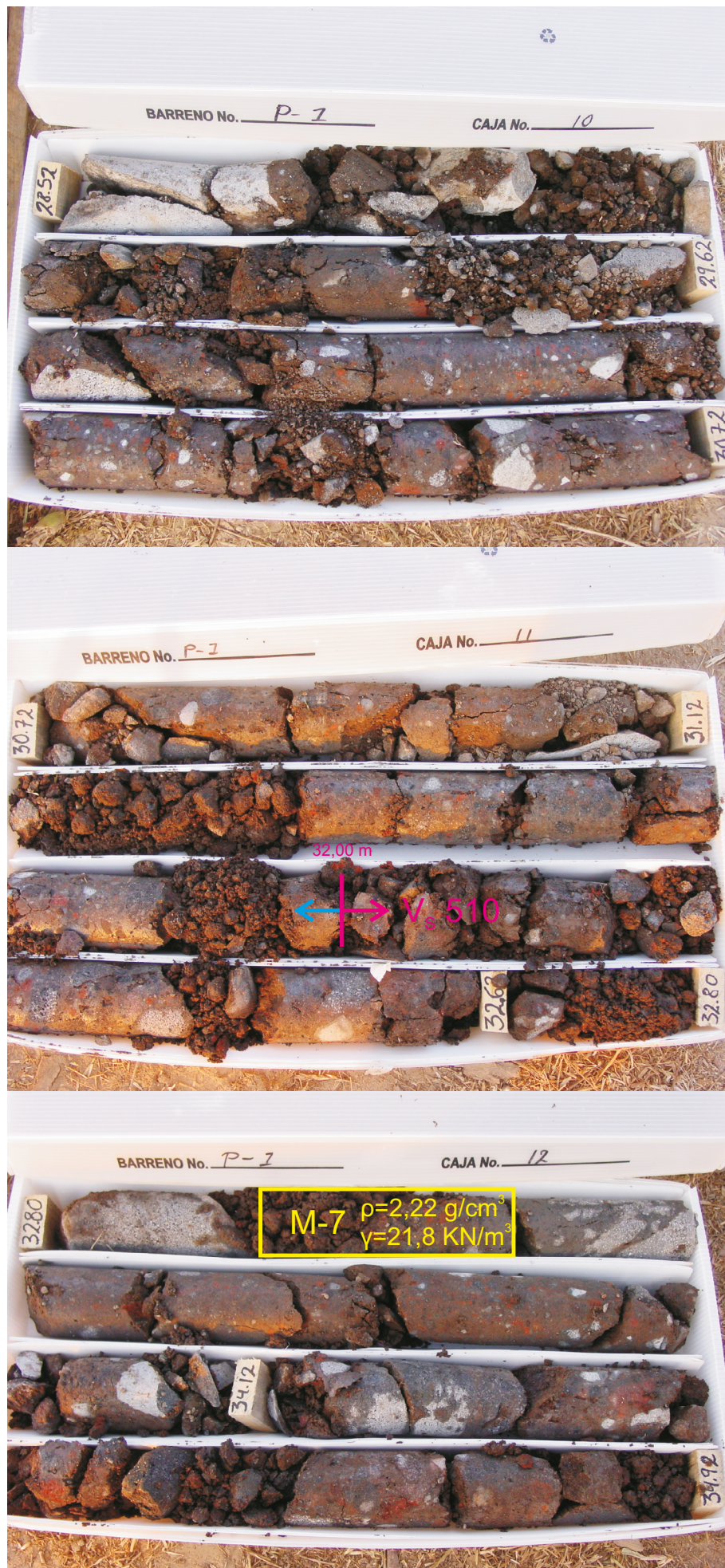


























		COORDENADAS		SONDEO NUMERO		FECHA							
		X = 88° 54' 34,27" O		S-2		09/02/11							
		Y = 13° 39' 46,44" N											
		Z = 668 m											
CLIENTE: IGNACIO GARCÍA FLÓREZ. DIRECCIÓN: C/JOSE ANTONIO NOVAIS Nº2, C.P. 28040, MADRID.				NIVEL DE AGUA		-							
OBRA: DESLIZAMIENTO DE JIBOA. SITUACIÓN: EL SALVADOR				ENSAYOS DE LABORATORIO									
Prof.	LITOLO.	NATURALEZA DEL TERRENO	TOMA DE MUESTRAS				USCS	$\gamma_d$ KN/m <sup>3</sup>	W	W <sub>L</sub>	I <sub>p</sub>	Nº 10 (%) RETIENE	Nº 200 (%) PASA
			SPT	MA	PF	TP							
0		DE 0,00 A 1,25 m.- COLADA PIROCLÁSTICA DE COLOR BEIGE CLARO. CONTIENE PÓMECES, LÍTICOS Y CRISTALES DE MINERALES NO DISTINGUIBLES, EN UNA MATRIZ CINERÍTICA.	6 7 7 0,45										
1													
2		DE 1,25 A 2,45 m.- FRAGMENTOS DE PÓMECES DE COLOR AMARILLENTO Y TAMAÑO MILIMÉTRICO EN UNA MATRIZ ARCILLOSA PLÁSTICA DE COLOR MARRÓN OSCURO. LÍTICOS DE COLOR GRIS (ENTRE OTROS) DE COMPOSICIÓN ANDESÍTICA Y DE TAMAÑO CENTIMÉTRICO.	2,00 9 12 15	MMN-3 (1,25-2,45)			-	17,8	-	-	-	-	-
3		DE 2,45 A 4,10 m.- ARCILLA MUY PLÁSTICA (POSIBLE PALEOSUELO) DE COLOR MARRÓN-ROJIZO CON LÍTICOS CENTIMÉTRICOS DE COLOR GRIS OSCURO (ENTRE OTROS) DE COMPOSICIÓN ANDESÍTICA, QUE SON MÁS ABUNDANTES HACIA EL FINAL.	2,45 3,55 12 26 35 4,00	M-1 (2,60)			-	-	-	-	-	-	-
4													
5		DE 4,10 A 6,70 m.- SUELO GRANULAR COMPUESTO POR ROCAS PIROCLÁSTICAS INTERMEDIAS (ANDESITAS) DE COLOR GRISÁCEO Y TAMAÑO CENTIMÉTRICO A DECIMÉTRICO.	Shmidt 4,60 37 36 40 36	M-2 (5,25)			-	-	-	-	-	-	-
6													
7		DE 6,70 A 7,90 m.- SUELO GRANULAR COMPUESTO POR ESCORIAS GRISES Y ROJIZAS (ÉSTAS SÓLO AL PRINCIPIO) DE TEXTURA VACUOLAR Y TAMAÑO CENTIMÉTRICO A DECIMÉTRICO.	Shmidt 5,25 26 30 30 27 34 22 (discontinuidad)	M-3 (6,80 y 7,00)			-	-	-	-	-	-	-
8		DE 7,90 A 8,40 m.- ROCA ESCORIÁCEA DE COLOR GRIS CLARO DE COMPOSICIÓN ANDESÍTICA.	Shmidt 8,10 32 39 42 35 39										
9		DE 8,40 A 10,10 m.- BRECHA CON MATRIZ LIMO-ARENOSA DE COLOR GRIS OSCURO DE COMPOSICIÓN BASÁLTICA.	Shmidt 9,30 10 10 10	M-4 (9,15)			SP-SM	22,9	-	-	-	42,40	8,65
10													
11		DE 10,10 A 11,25 m.- ROCA INTERMEDIA (ANDESITA) DE COLOR GRIS CLARO QUE HACIA EL FINAL SE ENCUENTRA EN FRAGMENTOS CENTIMÉTRICOS A DECIMÉTRICOS DENTRO DE UNA MATRIZ ARCILLOSA-LIMOSA DE COLOR NEGRO QUE DE 10,10 A 11,25 ESTÁ LAVADA.	Shmidt 10,10 28 25 36 31 34	M-5 (10,10)			-	21,5	-	-	-	-	-
RESPONSABLE DEL ÁREA:			MÁQUINA: LONGYEAR 34										
FECHA Y FIRMA:													
DIRECTOR DEL LABORATORIO:			OBSERVACIONES:										
FECHA Y FIRMA:													

		COORDENADAS		SONDEO NUMERO		FECHA							
		X = 88° 54' 34,27" O		S-2		09/02/11							
		Y = 13° 39' 46,44" N											
		Z = 668 m											
CLIENTE: IGNACIO GARCÍA FLÓREZ. DIRECCIÓN: C/JOSE ANTONIO NOVAIS Nº2, C.P. 28040, MADRID.				NIVEL DE AGUA		-	HOJA 2 DE 5						
OBRA: DESLIZAMIENTO DE JIBOA. SITUACIÓN: EL SALVADOR						ENSAYOS DE LABORATORIO							
Prof.	LITOL.	NATURALEZA DEL TERRENO	TOMA DE MUESTRAS				USCS	Y <sub>d</sub> KN/m³	W	W <sub>L</sub>	I <sub>p</sub>	Nº 10 (%) RETIENE	Nº 200 (%) PASA
			SPT	MA	PF	TP							
11		DE 11,25 A 19,95m.- MATRIZ ARENO-LIMOSA DE COLOR NEGRO OSCURO QUE ENGLOBA FRAGMENTOS DE ROCA DE COLOR GRIS Y TAMAÑO CENTIMÉTRICO A DECIMÉTRICO QUE SE CONCENTRAN EN ALGUNOS TRAMOS, SIENDO INEXISTENTES EN OTROS. EN PROFUNDIDAD ADQUIERE TONOS ROJIZOS Y ALGO DE PLASTICIDAD DEBIDO A LA PRESENCIA DE ARCILLA.  → DE 12,40 A 12,55m.- CONCENTRACIÓN DE FRAGMENTOS DE ROCA DE COLOR GRIS DE COMPOSICIÓN ANDESÍTICA Y TAMAÑO CENTIMÉTRICO.  → DE 13,40 A 13,70m.- CONCENTRACIÓN DE FRAGMENTOS DE ROCA DE COLOR GRIS DE COMPOSICIÓN ANDESÍTICA Y TAMAÑO CENTIMÉTRICO A DECIMÉTRICO.  → DE 15,10 A 17,20m.- FRAGMENTOS DE ROCA GRIS DE COMPOSICIÓN ANDESÍTICA Y TAMAÑO CENTIMÉTRICO A DECIMÉTRICO DISPERSOS EN UNA MATRIZ NEGRA.  → DE 17,20 A 19,10m.- LA MATRIZ SE VUELVE ALGO ARCILLOSA Y LOS FRAGMENTOS DE ROCA GRISES DE COMPOSICIÓN ANDESÍTICA-BASÁLTICA SON DE TAMAÑO DECIMÉTRICO Y CON UNA TEXTURA MÁS VACUOLAR.  → DE 19,95 A 20,90m.- LA MATRIZ ADQUIERE UN TONO ROJIZO.  → DE 21,10 A 21,40m.- LA MATRIZ ADQUIERE UN TONO ROJIZO Y CONTIENE MENOS FRAGMENTOS DE ROCAS GRISES .											
12													
13													
14													
15													
16													
17													
18													
19													
20													
21													
22													
RESPONSABLE DEL ÁREA:			MÁQUINA: LONGYEAR 34										
FECHA Y FIRMA:			OBSERVACIONES:										
DIRECTOR DEL LABORATORIO:													
FECHA Y FIRMA:													

		COORDENADAS		SONDEO NUMERO		FECHA								
		X =	88° 54' 34,27" O	S-2		09/02/11								
		Y =	13° 39' 46,44" N											
		Z =	668 m											
CLIENTE: IGNACIO GARCÍA FLÓREZ. DIRECCIÓN: C/JOSE ANTONIO NOVAIS Nº2, C.P. 28040, MADRID.				NIVEL DE AGUA		-								
OBRA: DESLIZAMIENTO DE JIBOA. SITUACIÓN: EL SALVADOR				ENSAYOS DE LABORATORIO										
Prof.	LITOL.	NATURALEZA DEL TERRENO	TOMA DE MUESTRAS				USCS	$\gamma_d$ KN/m³	W	$W_L$	$I_p$	Nº 10 (%) RETIENE	Nº 200 (%) PASA	
			SPT	MA	PF	TP								
22		→ DE 22,15 A 22,65m.- LA MATRIZ ADQUIERE UN TONO ROJIZO Y CONTIENE MENOS FRAGMENTOS DE ROCA.												
23		→ DE 23,20 A 23,55m.- LA MATRIZ ADQUIERE UN TONO ROJIZO Y CONTIENE MÁS FRAGMENTOS DE ROCA DE TAMAÑO DECIMÉTRICO.												
24		→ DE 24,10 A 24,35m.- GRAN FRAGMENTO DE ROCA MASIVA DE COMPOSICIÓN INTERMEDIA (ANDESITA).												
25		→ DE 25,85 A 26,10m.- GRAN FRAGMENTO DE ROCA MASIVA DE COMPOSICIÓN INTERMEDIA (ANDESITA).												
26		→ DE 26,10 A 31,25m.- LA MATRIZ ES ALGO ARCILLOSA Y NO CONTIENE FRAGMENTOS DE ROCA.												
27														
28			M-8 (28,00)					SP	22,9	-	-	-	6,30	3,24
29			M-9 (29,15)					SP	-	-	-	-	33	0
30			M-10 (30,10-30,55)					GP	-	-	-	-	76	0
31														
32		→ DE 31,25 A 36,00m.- LA MATRIZ ESTÁ LAVADA Y LOS FRAGMENTOS DE ROCA SON DE TAMAÑO CENTIMÉTRICO A DECIMÉTRICO.												
33		→ DE 31,80 A 31,90m.- GRAN FRAGMENTO DE ROCA MASIVA DE COMPOSICIÓN INTERMEDIA (ANDESITA).												
RESPONSABLE DEL ÁREA:			MÁQUINA: LONGYEAR 34											
FECHA Y FIRMA:			OBSERVACIONES:											
DIRECTOR DEL LABORATORIO:														
FECHA Y FIRMA:														

		COORDENADAS		SONDEO NUMERO		FECHA							
		X = 88° 54' 34,27" O		S-2		09/02/11							
		Y = 13° 39' 46,44" N											
		Z = 668 m											
CLIENTE: IGNACIO GARCÍA FLÓREZ. DIRECCIÓN: C/JOSE ANTONIO NOVAIS Nº2, C.P. 28040, MADRID.				NIVEL DE AGUA		-	HOJA 4 DE 5						
OBRA: DESLIZAMIENTO DE JIBOA. SITUACIÓN: EL SALVADOR						ENSAYOS DE LABORATORIO							
Prof.	LITOL.	NATURALEZA DEL TERRENO	TOMA DE MUESTRAS				USCS	Y <sub>d</sub> KN/m³	W	W <sub>L</sub>	I <sub>p</sub>	Nº 10 (%) RETIENE	Nº 200 (%) PASA
			SPT	MA	PF	TP							
33		DE 36,00 A 38,70m.- LA MATRIZ ADQUIERE UN TONO ROJIZO Y CONTIENE MÁS FRAGMENTOS DE ROCA GRISES (ANDESITA-BASALTO) DE TAMAÑO DECIMÉTRICO, QUE SON MÁS ABUNDANTES AL PRINCIPIO DEL TRAMO Y DESAPARECEN HACIA EL FINAL.  DE 36,20 A 36,35m.- GRAN FRAGMENTO DE ROCA MASIVA DE COMPOSICIÓN INTERMEDIA (ANDESITA).  DE 39,00 A 45,85m.- LA MATRIZ ADQUIERE UN TONO ROJIZO Y CONTIENE MÁS FRAGMENTOS DE ROCA GRIS DE TAMAÑO CENTIMÉTRICO A DECIMÉTRICO, ESTANDO CONCENTRADOS EN ZONAS.	Schmidt 36,20 35 40 39 38 38	M-11 (36,10)  M-12 (36,50)									
34													
35													
36													
37													
38													
39													
40													
41													
42													
43													
44													RESPONSABLE DEL ÁREA:
FECHA Y FIRMA:			OBSERVACIONES:										
DIRECTOR DEL LABORATORIO:													
FECHA Y FIRMA:													

		COORDENADAS				SONDEO NUMERO		FECHA					
		X = 88° 54' 34,27" O				S-2		09/02/11					
		Y = 13° 39' 46,44" N											
		Z = 668 m											
CLIENTE: IGNACIO GARCÍA FLÓREZ. DIRECCIÓN: C/JOSE ANTONIO NOVAIS Nº2, C.P. 28040, MADRID.						NIVEL DE AGUA		-	HOJA 5 DE 5				
OBRA: DESLIZAMIENTO DE JIBOA. SITUACIÓN: EL SALVADOR						ENSAYOS DE LABORATORIO							
Prof.	LITOL.	NATURALEZA DEL TERRENO	TOMA DE MUESTRAS				USCS	V <sub>a</sub> KN/m³	W	W <sub>L</sub>	I <sub>p</sub>	Nº 10 (%) RETIENE	Nº 200 (%) PASA
			SPT	MA	PF	TP							
44		<p>DE 46,65 A 47,45m.- LA MATRIZ ADQUIERE UN TONO ROJIZO Y CONTIENE POCOS FRAGMENTOS DE ROCA DE COLOR GRIS DE TAMAÑO CENTIMÉTRICO.</p> <p>DE 48,00 A 50,00m.- GRANDES FRAGMENTOS DE ROCA MASIVA DE COMPOSICIÓN INTERMEDIA (ANDESÍTICA).</p>	M-14 (45,85)										
45													
46													
47													
48													
49													
50													
51													
52													
53													
54													
55													
FIN DEL SONDEO A 50,00m.													
RESPONSABLE DEL ÁREA:			MAQUINA: LONGYEAR 34										
FECHA Y FIRMA:													
DIRECTOR DEL LABORATORIO:			OBSERVACIONES:										
FECHA Y FIRMA:													



























				COORDENADAS		CALICATA NUMERO		FECHA						
				X = 88° 54' 41,42" O		C-1		28-03-08						
				Y = 13° 39' 45,71" N										
				Z = 645,43 m										
EMPLAZAMIENTO: CABECERA DESLIZAMIENTO JIBOA.						NIVEL DE AGUA		-		HOJA 1 DE 1				
TRABAJO: DESLIZAMIENTO DE JIBOA.						ENSAYOS DE LABORATORIO								
Prof.	INAL	MA	LITOLO.	NATURALEZA DEL TERRENO	USCS	$\gamma_d$ KN/m <sup>3</sup>	W	$W_L$	$I_p$	Nº 10 (%) RETIENE	Nº 200 (%) PASA	PROCTOR g <sub>max</sub>	W <sub>opt</sub>	C.B.R.
0				DE 0,00 A 0,80 m.- COLADA PIROCLÁSTICA DE COLOR BEIGE CLARO. CONTIENE PÓMECES, LÍTICOS Y CRISTALES DE MINERALES NO DISTINGUIBLES.										
1				DE 0,80 A 1,10 m.- PALEOSUELO.										
				DE 1,10 A 5,00 m.- TOBA DE COLOR CAFÉ. EPICLASTITA CONSTITUIDA POR FRAGMENTOS DE PÓMECES DE COLOR AMARILLENTO Y TAMAÑO MILIMÉTRICO DENTRO DE UNA MATRIZ ARCILLOSA DE COLOR MARRÓN.										
2					MH	13,5	-	61,48	25,75	6,30	77,77			
3														
4														
5														
				FIN DE LA CALICATA A 5,00 m.										
RESPONSABLE DEL ÁREA:					OBSERVACIONES:									
FECHA Y FIRMA:														
DIRECTOR DEL LABORATORIO:														
FECHA Y FIRMA:														





Materiales extraídos de la excavación de la calicata C-1.  
De arriba a abajo aumenta la profundidad de muestreo.

NORMAS PARA LOS ENSAYOS. PARED FINA (PF): ASTM-D1587-83  
 PARED GRUESA (PG): ASTM-D3550-84  
 SPT: UNE-103800  
 TESTIGO PARAFINADO (TP): ASTM-D2113-83



				COORDENADAS		CALICATA NUMERO		FECHA						
				X = 88° 54' 40,65" O		C-2		28-03-08						
				Y = 13° 39' 46,24" N										
				Z = 647,18 m										
EMPLAZAMIENTO: CABECERA DESLIZAMIENTO JIBOA.						NIVEL DE AGUA		-		HOJA 1 DE 1				
TRABAJO: DESLIZAMIENTO DE JIBOA.						ENSAYOS DE LABORATORIO								
Prof.	INAL	MA	LITOLO.	NATURALEZA DEL TERRENO	USCS	Y <sub>d</sub> KN/m <sup>3</sup>	W	W <sub>L</sub>	I <sub>p</sub>	Nº 10 (%) RETIENE	Nº 200 (%) PASA	PROCTOR		C.B.R.
												g <sub>max</sub>	W <sub>opt</sub>	
0				DE 0,00 A 1,10 m.- COLADA PIROCLÁSTICA DE COLOR BEIGE CLARO. CONTIENE PÓMECES, LÍTICOS Y CRISTALES DE MINERALES NO DISTINGUIBLES.										
1		M-1 (1,20)		DE 1,10 A 1,35 m.- PALEOSUELO.	CL	-	8	48	20	1	74			
2				DE 1,35 A 5,00 m.- TOBA DE COLOR CAFÉ. EPICLASTITA CONSTITUIDA POR FRAGMENTOS DE PÓMECES DE COLOR AMARILLENTO Y TAMAÑO MILIMÉTRICO DENTRO DE UNA MATRIZ ARCILLOSA DE COLOR MARRÓN.										
3														
4														
5				FIN DE LA CALICATA A 5,00 m										
RESPONSABLE DEL ÁREA:					OBSERVACIONES:									
FECHA Y FIRMA:														
DIRECTOR DEL LABORATORIO:														
FECHA Y FIRMA:														

-El informe de ensayo solo afecta a los objetos sometidos al ensayo.  
 -El informe no deberá reproducirse parcialmente sin la aprobación por escrito del laboratorio de ensayo.





Materiales extraídos de la excavación de la calicata C-2.  
De arriba a abajo aumenta la profundidad de muestreo.

				COORDENADAS		CALICATA NUMERO		FECHA					
				X = 88° 54' 43,87" O		C-3		28-03-08					
				Y = 13° 40' 05,94" N									
				Z = 494,21 m									
EMPLAZAMIENTO: CAMINO JUNTO AL RÍO FRENTE DESLIZAMIENTO JIBOA.						NIVEL DE AGUA		-		HOJA 1 DE 1			
TRABAJO: DESLIZAMIENTO DE JIBOA.						ENSAYOS DE LABORATORIO							
Prof.	INAL	MA	LITOL.	NATURALEZA DEL TERRENO	USCS	$\gamma_d$ KN/m <sup>3</sup>	W	$W_L$	$I_p$	Nº 10 (%) RETIENE	Nº 200 (%) PASA	PROCTOR $g_{max}$ , $W_{opt}$	C.B.R.
0		M-1 (1,20)		DE 0,00 A 0,25 m.- PIROCLASTOS ALTERADOS DE COLOR GRIS CLARO.	SM	-	14,7	-	-	5	37		
				DE 0,25 A 0,40 m.- PALEOSUELO.									
				DE 0,40 A 4,00 m.- TOBAS NO CONSOLIDADAS DE COLOR BEIGE CLARO.									
1		M-2 (2,20-2,45)											
2													
3													
4				FIN DE LA CALICATA A 4,00 m.									
5													

RESPONSABLE DEL ÁREA:

FECHA Y FIRMA:

DIRECTOR DEL LABORATORIO:

FECHA Y FIRMA:

OBSERVACIONES:

-El informe de ensayo solo afecta a los objetos sometidos al ensayo.  
 -El informe no deberá reproducirse parcialmente sin la aprobación por escrito del laboratorio de ensayo.





Materiales extraídos de la excavación de la calicata C-3.  
Debido al poco espesor de las dos primeras unidades, no se pudieron excavar de una en una sin que se mezclasen en cada palada de la retroexcavadora.



# ANEXO II

## PROSPECCIÓN GEOFÍSICA

Localización de los perfiles de tomografía sísmica y puntos de ensayos MASW;  
gráficas 1-D de los ensayos de MASW;  
modelos de velocidad y gráficos de cobertura de frentes de ondas P;  
gráficas del ensayo down-hole.

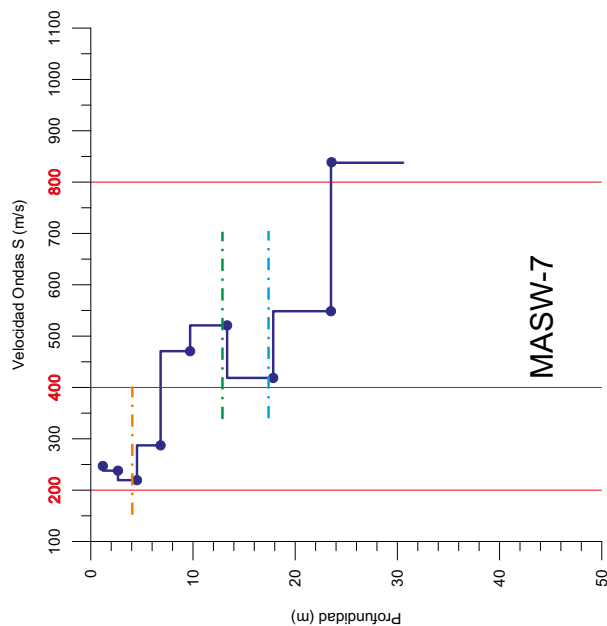
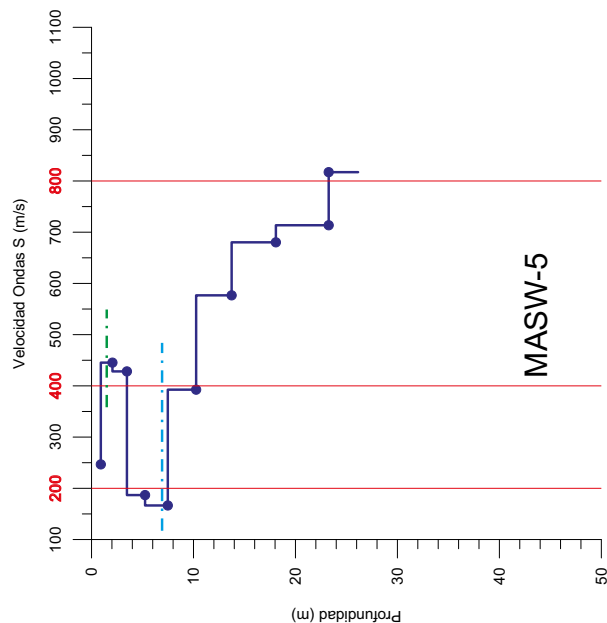
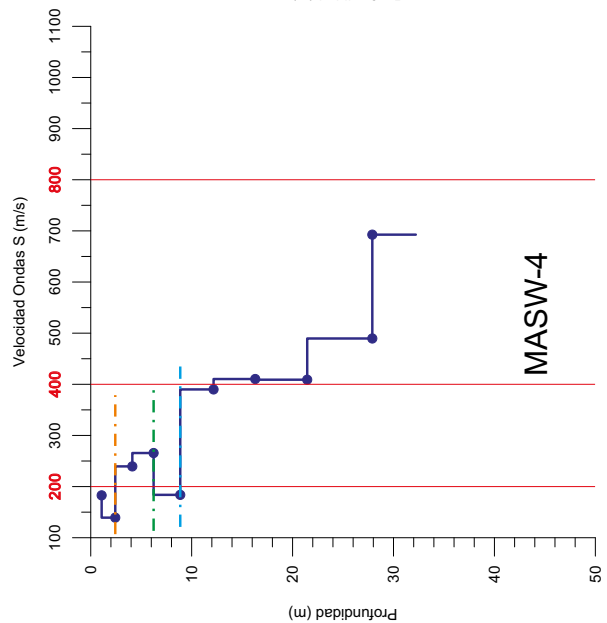
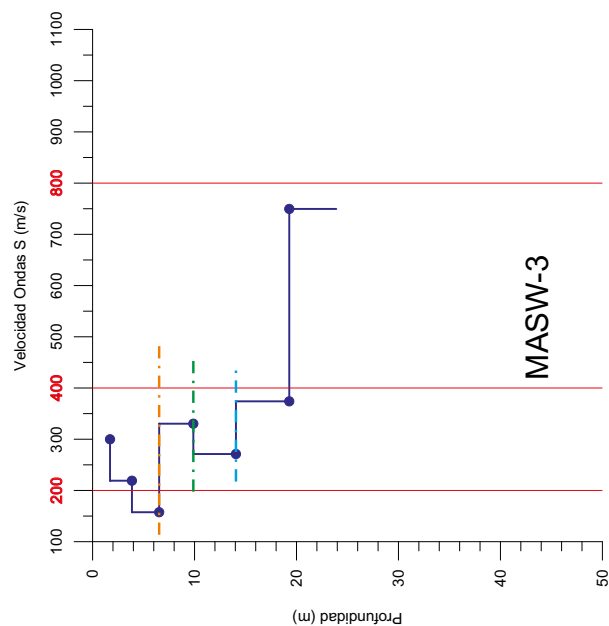
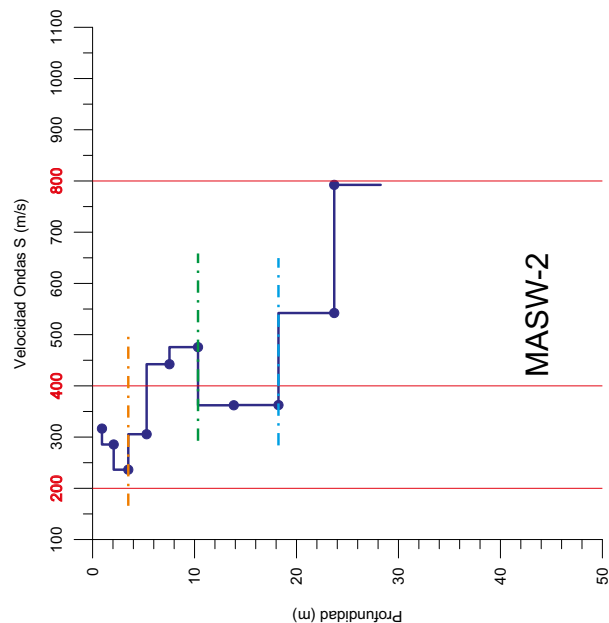
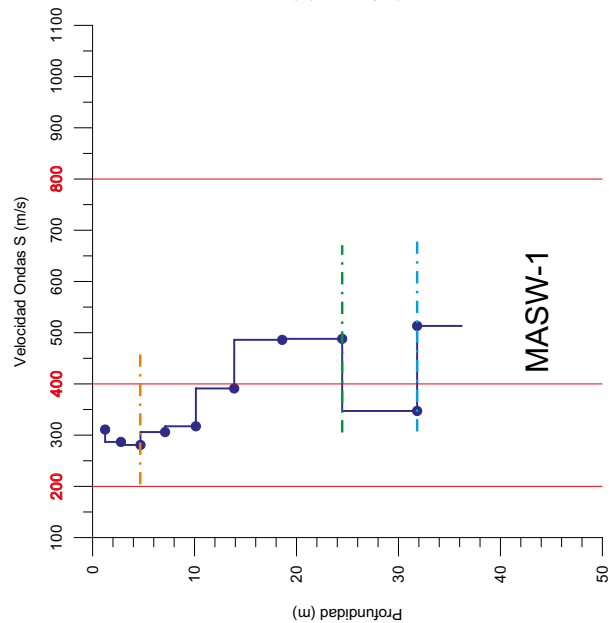




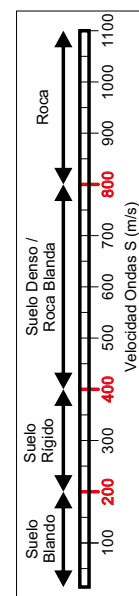


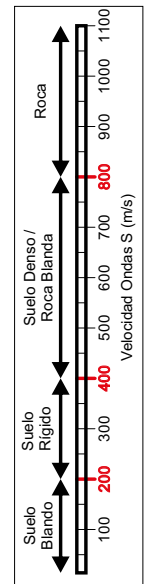
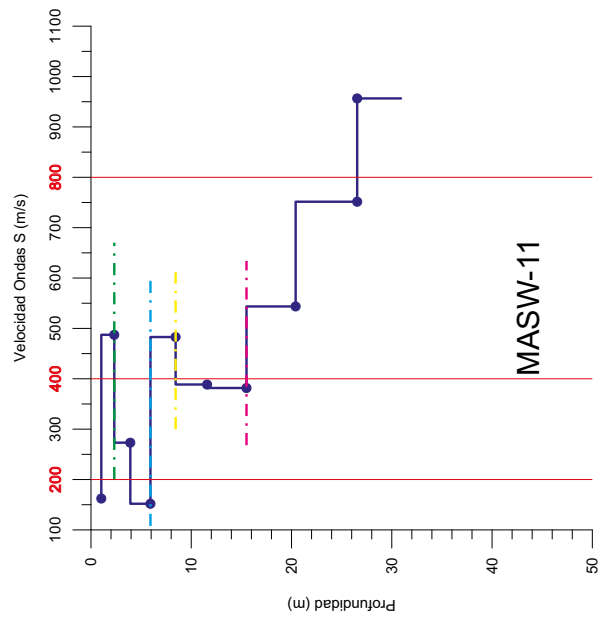
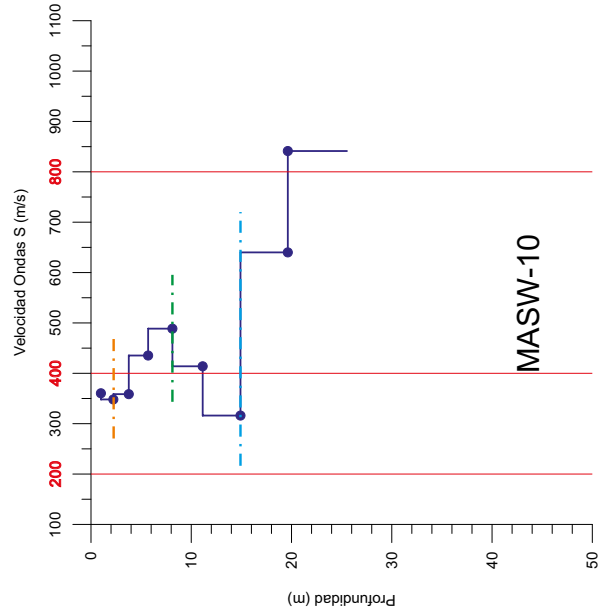
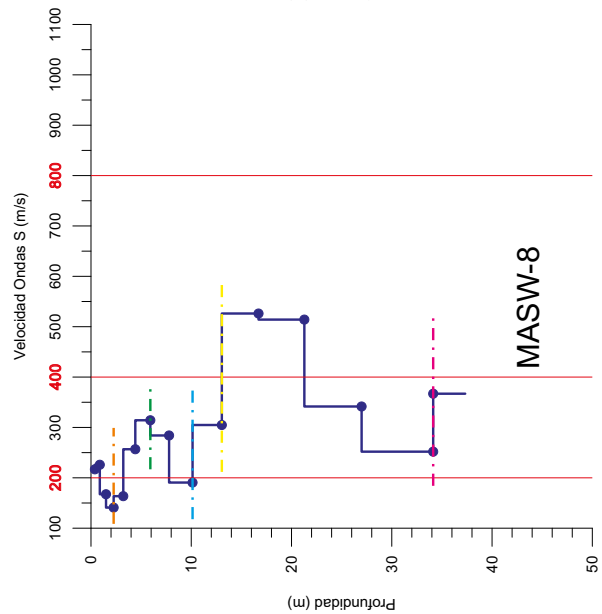






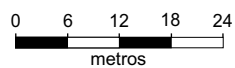
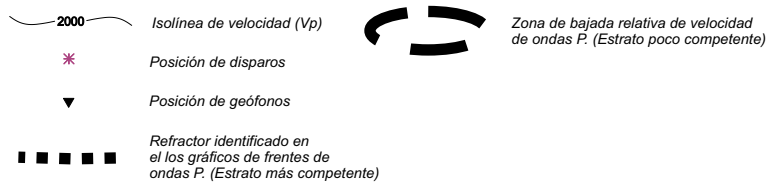
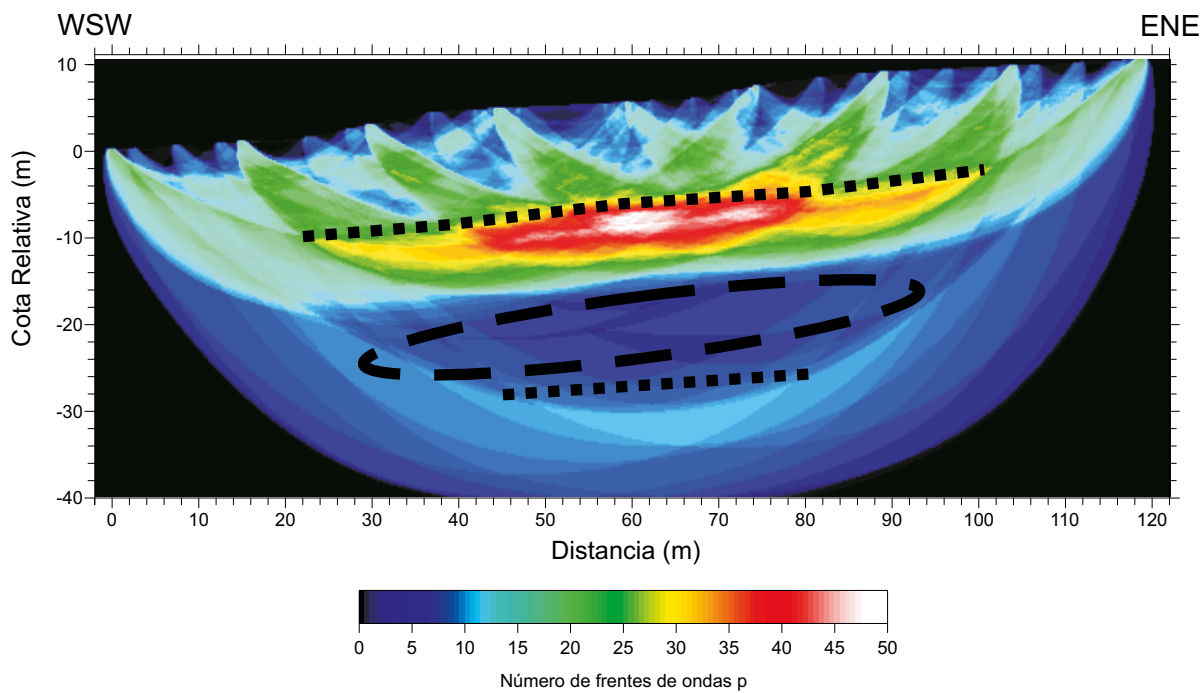
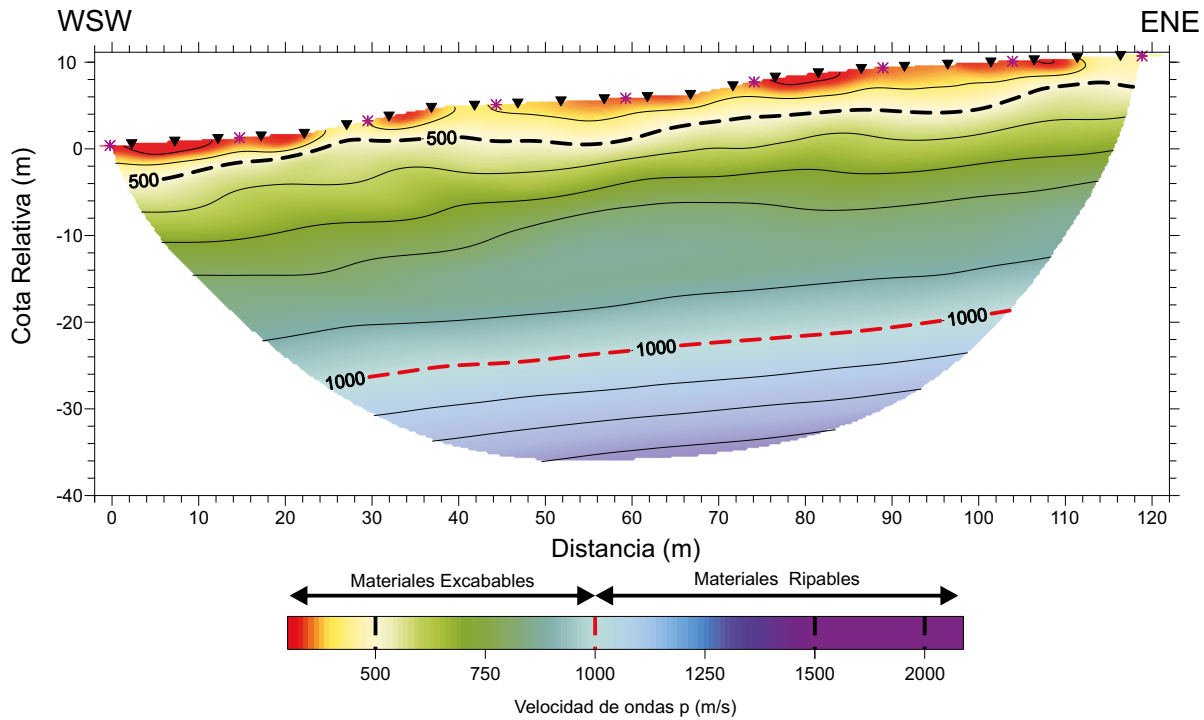
Fin de bajada y comienzo de subida de  $V_s$   
 Fin de subida y comienzo de bajada de  $V_s$   
 Fin de bajada y comienzo de subida de  $V_s$





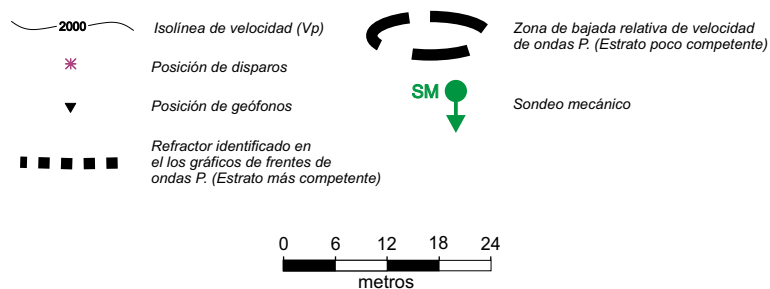
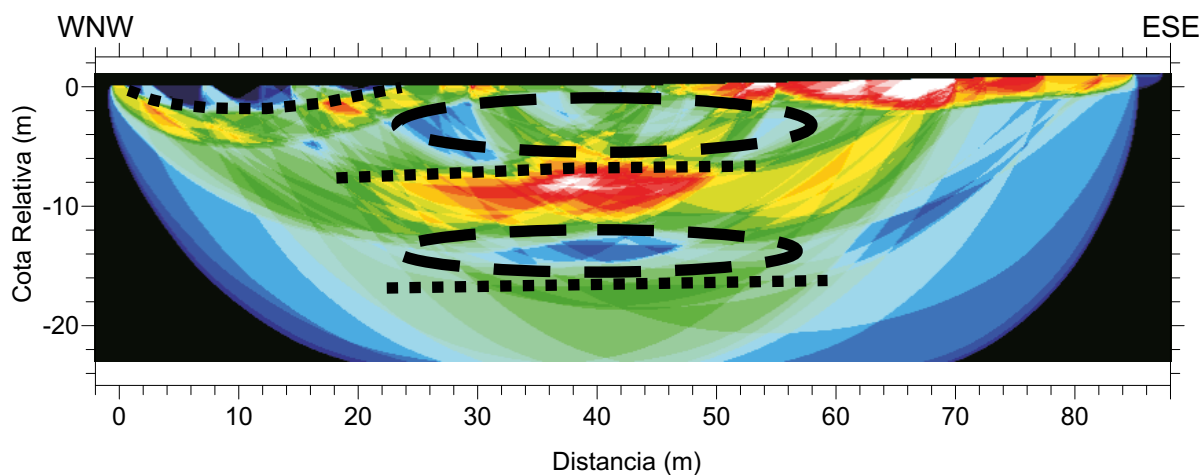
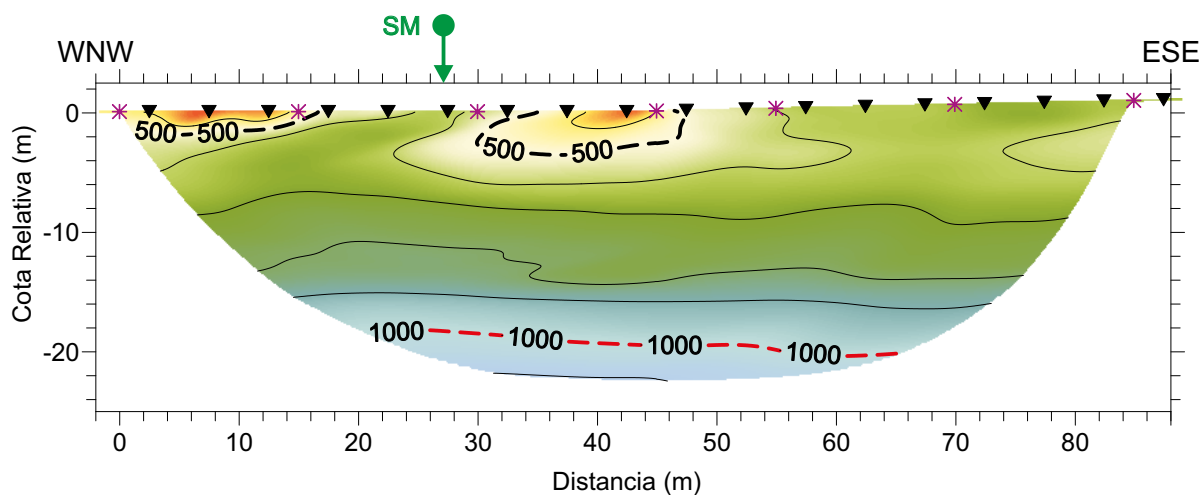
- Fin de bajada y comienzo de subida de  $V_s$
- Fin de subida y comienzo de bajada de  $V_s$
- Fin de bajada y comienzo de subida de  $V_s$
- Fin de subida y comienzo de bajada de  $V_s$
- Fin de bajada y comienzo de subida de  $V_s$

# PERFIL DE TOMOGRAFÍA SÍSMICA TMS-1

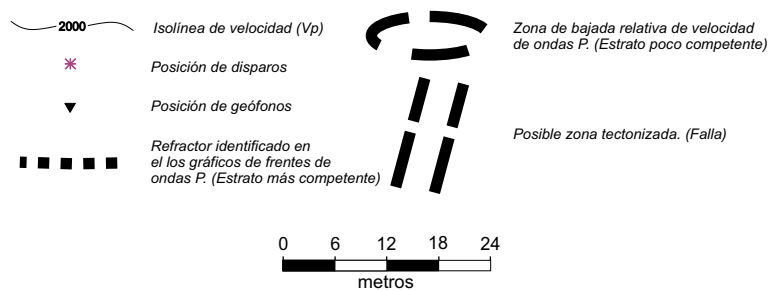
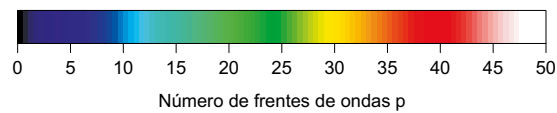
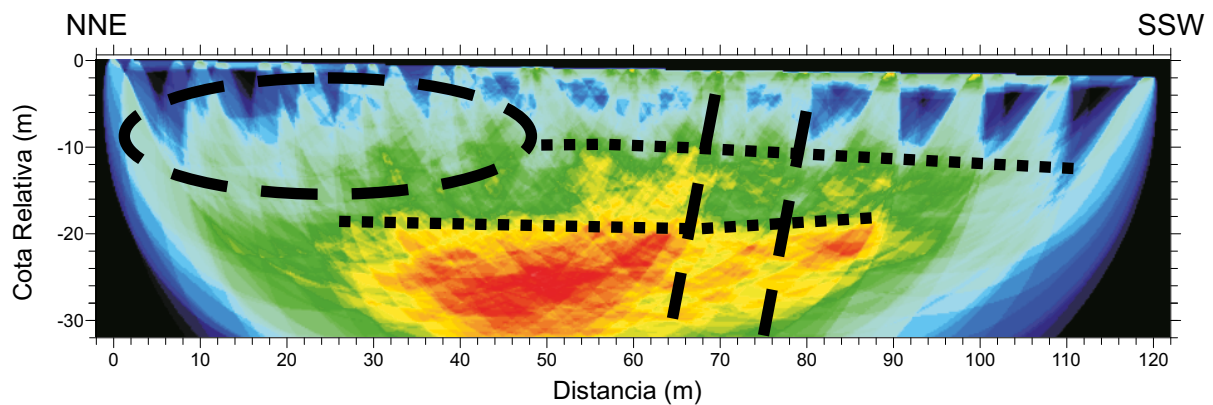
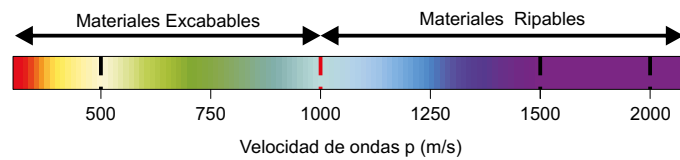
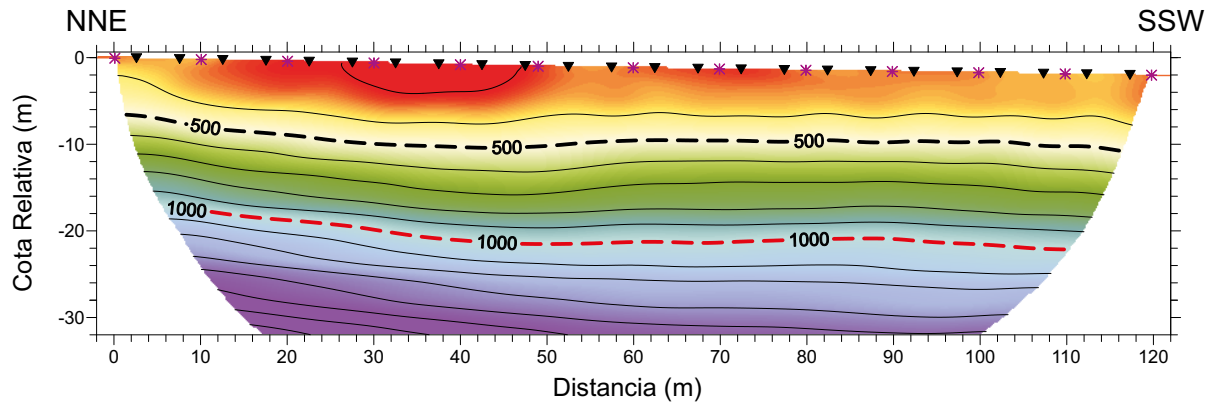




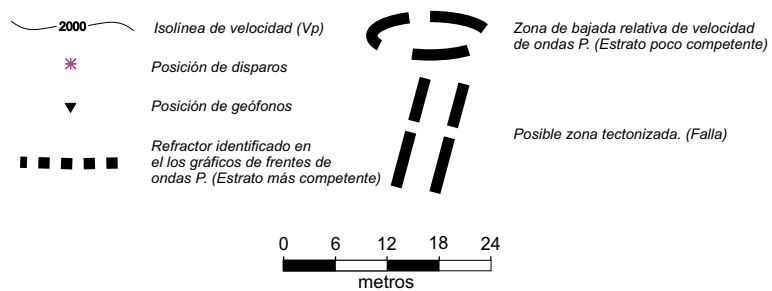
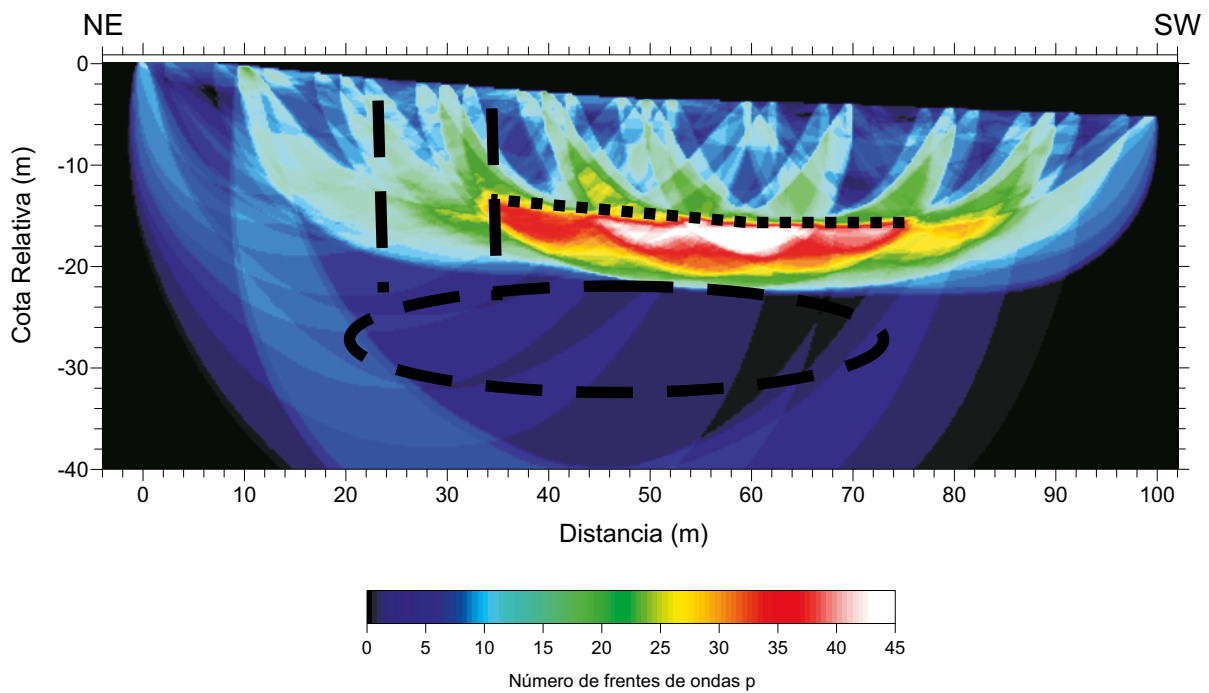
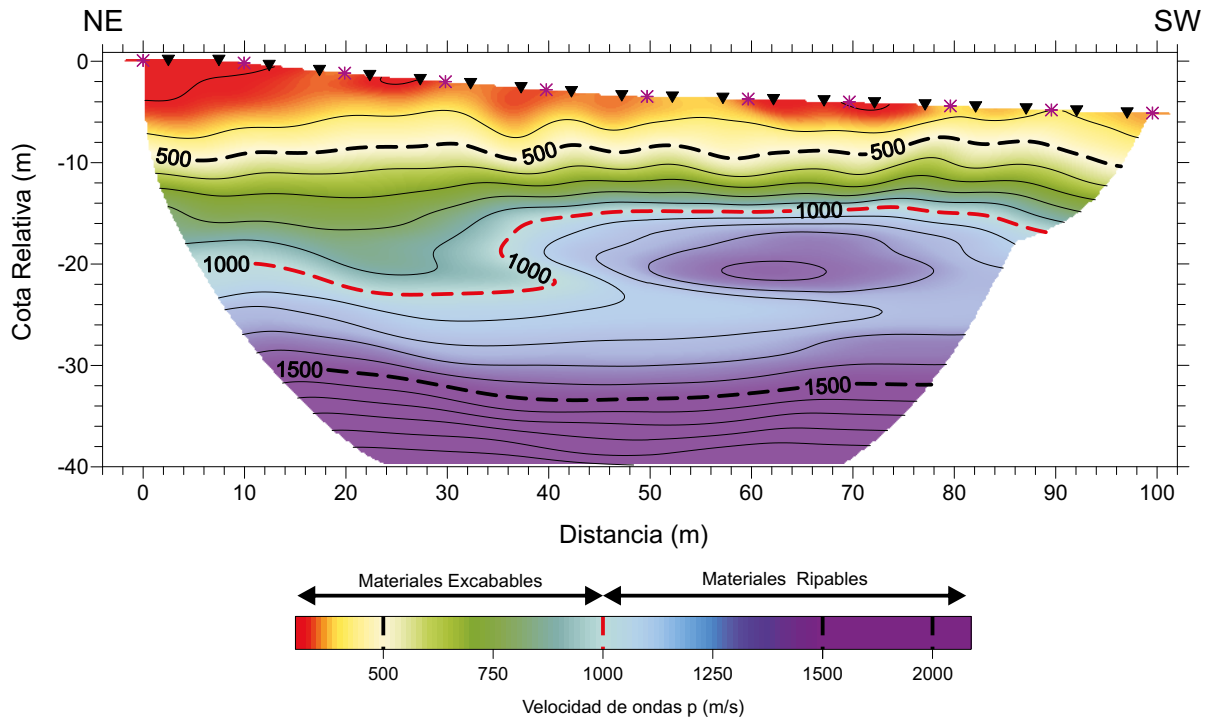
# PERFIL DE TOMOGRAFÍA SÍSMICA TMS-2



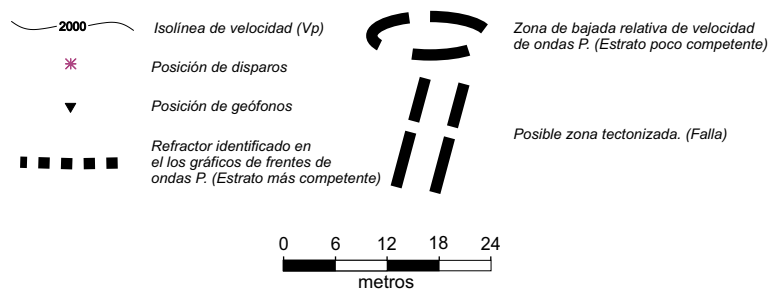
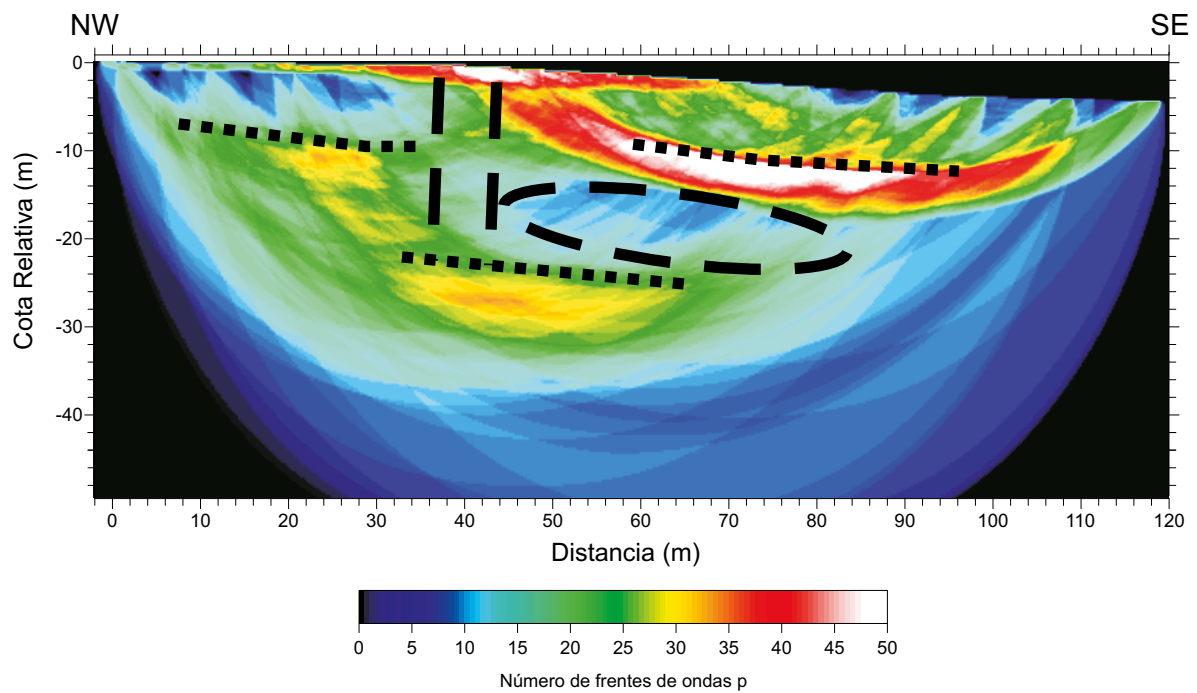
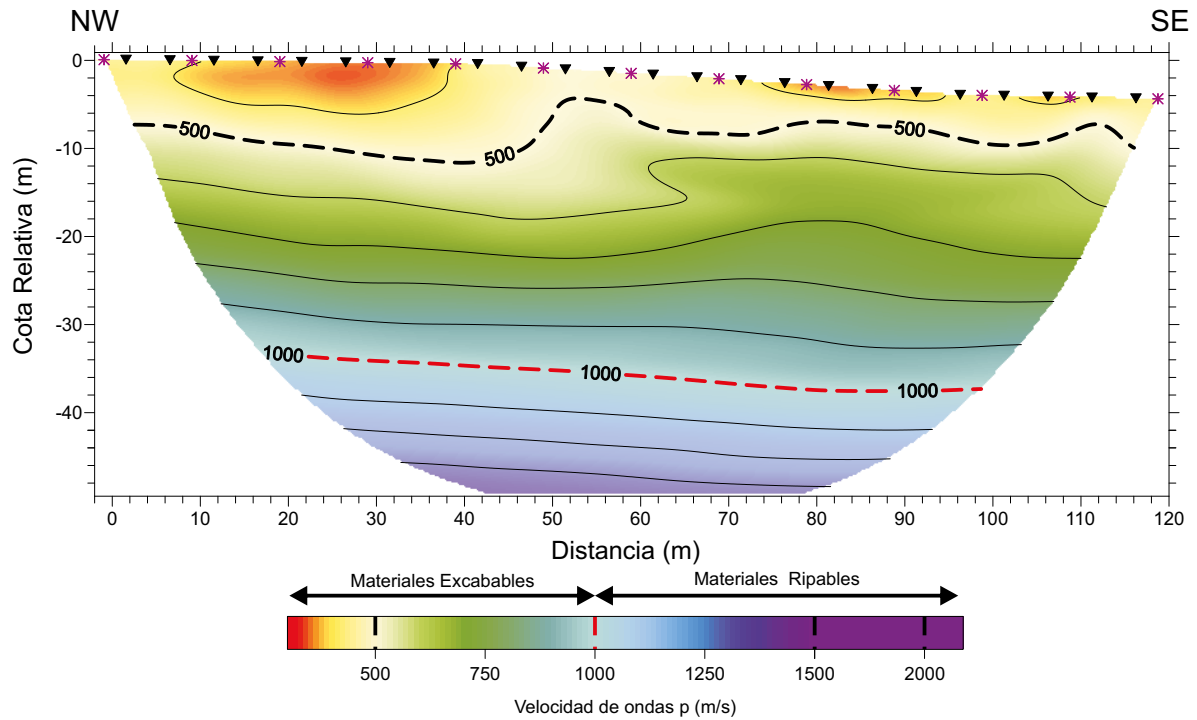
# PERFIL DE TOMOGRAFÍA SÍSMICA TMS-3



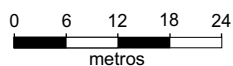
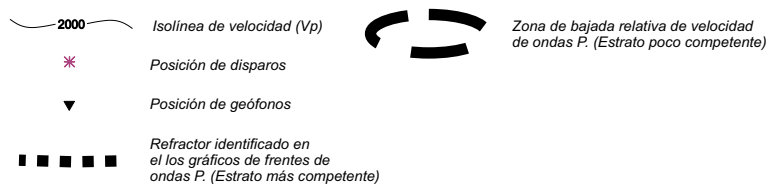
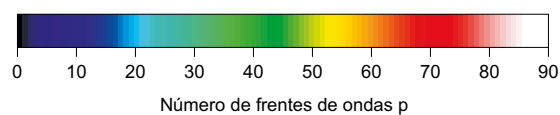
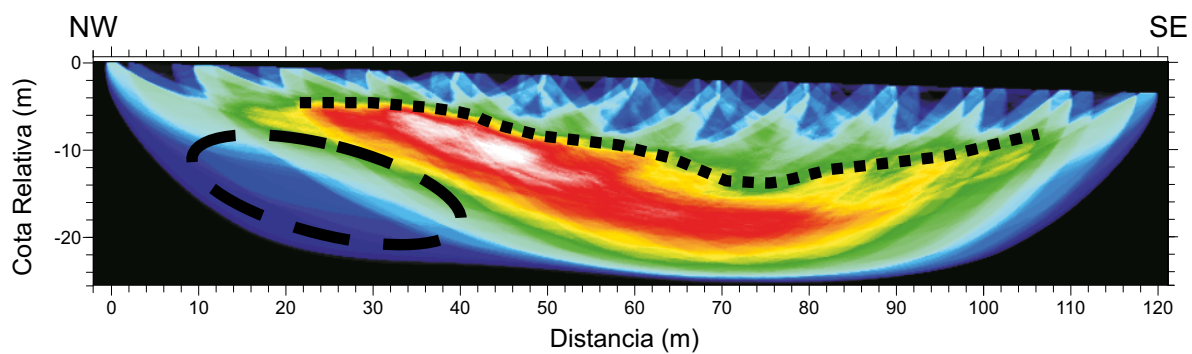
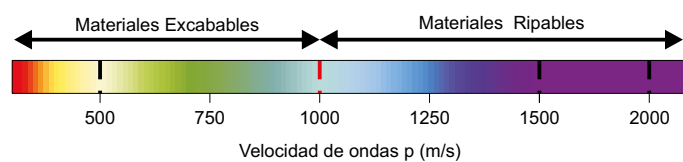
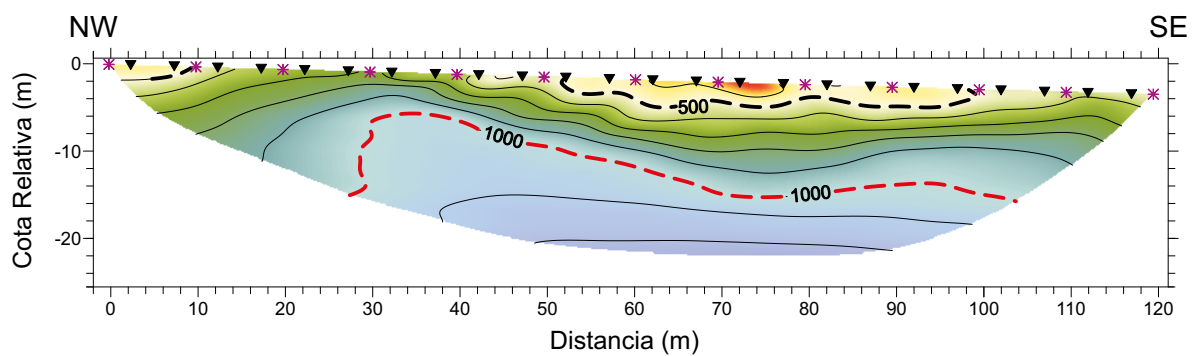
# PERFIL DE TOMOGRAFÍA SÍSMICA TMS-4



# PERFIL DE TOMOGRAFÍA SÍSMICA TMS-5

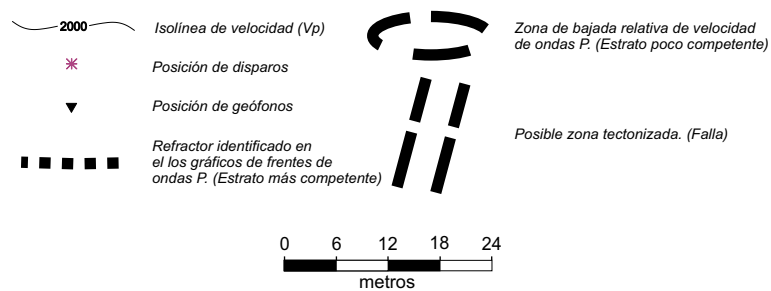
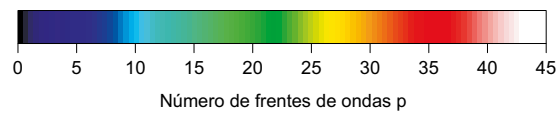
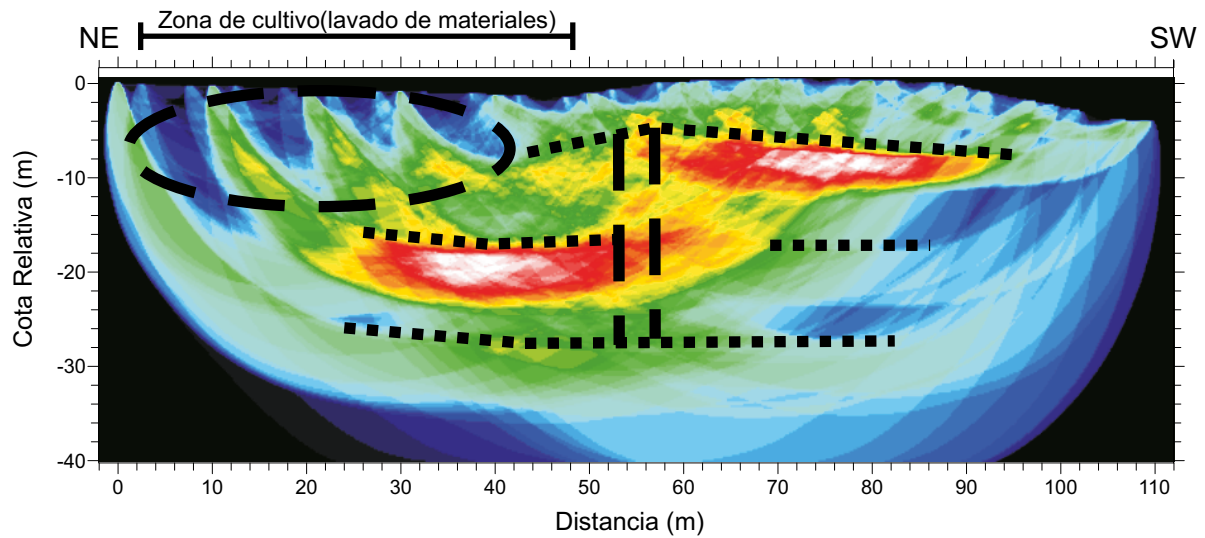
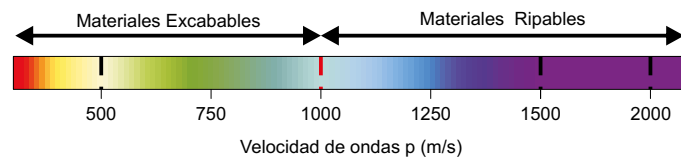
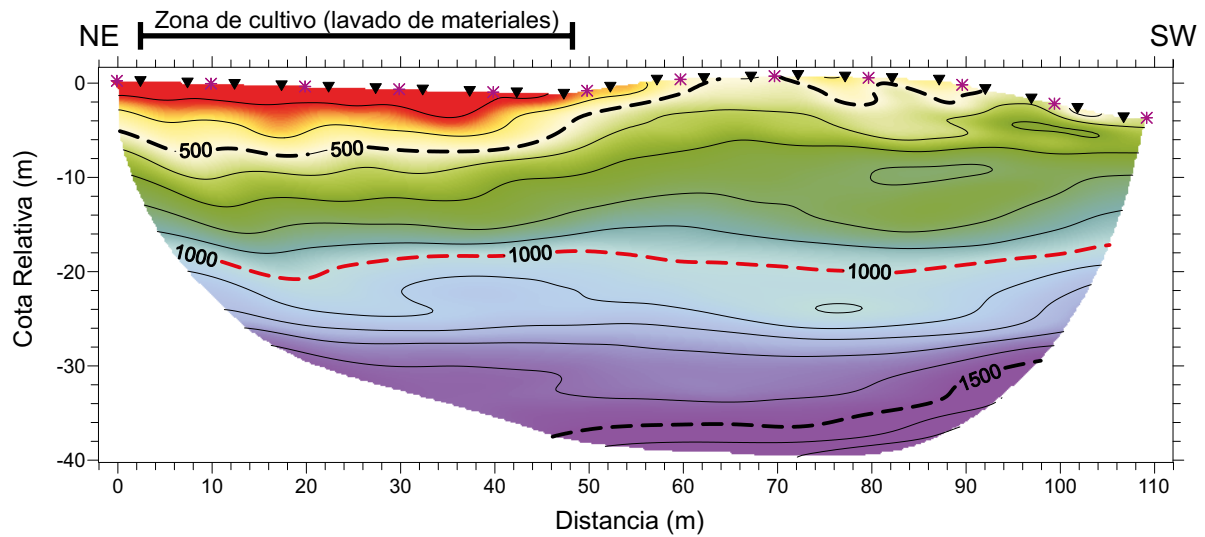


# PERFIL DE TOMOGRAFÍA SÍSMICA TMS-6

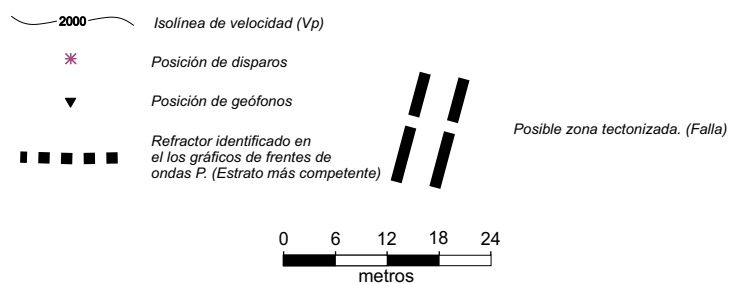
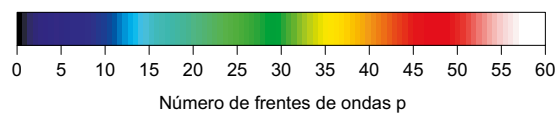
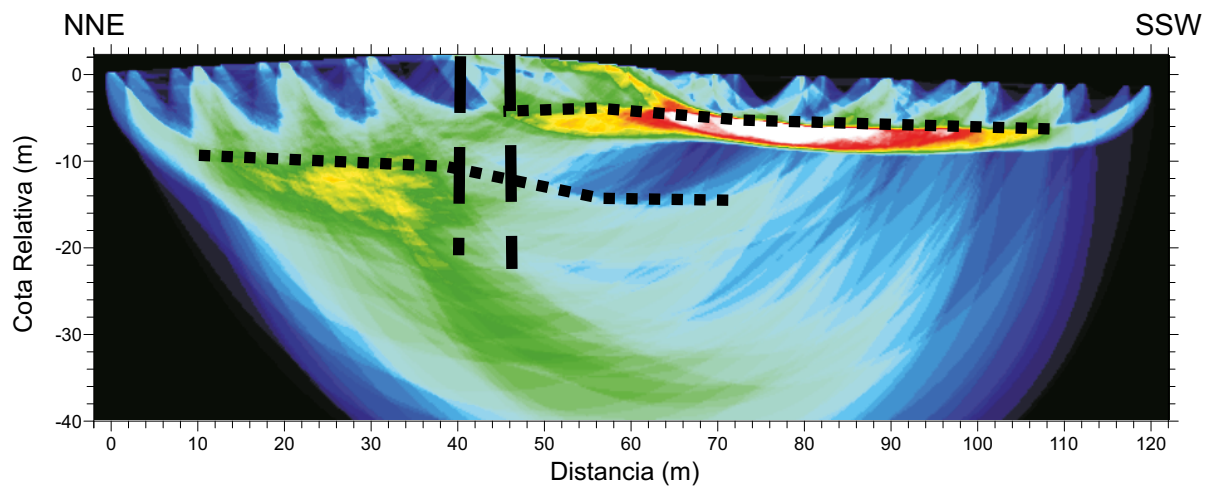
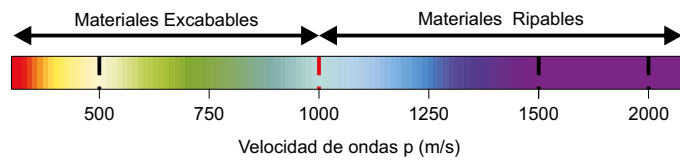
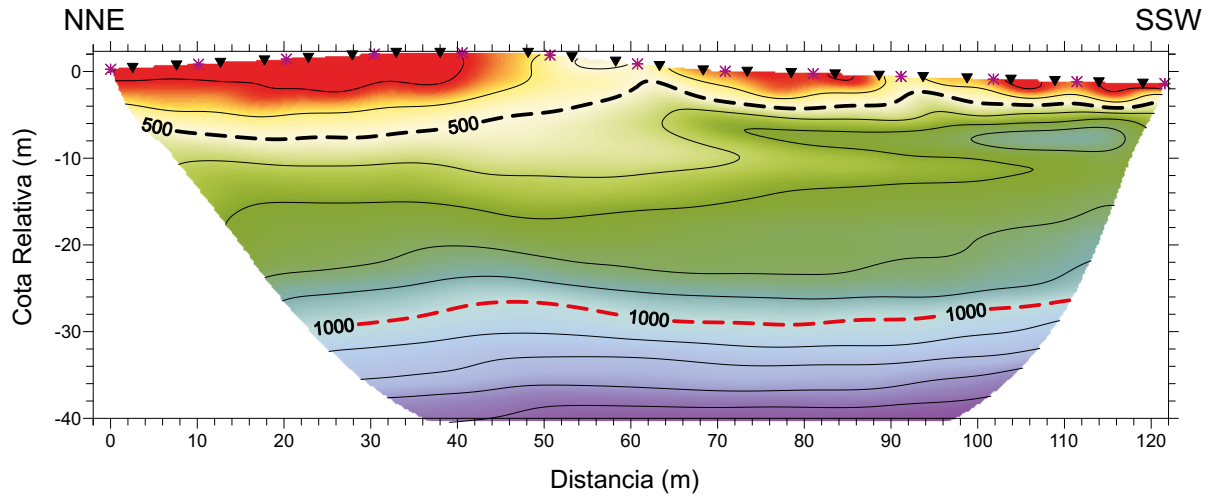




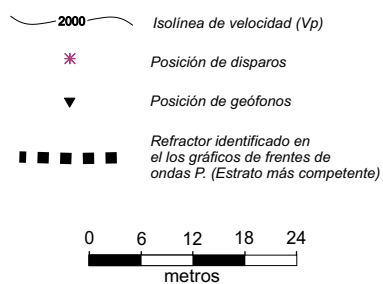
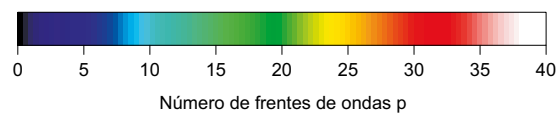
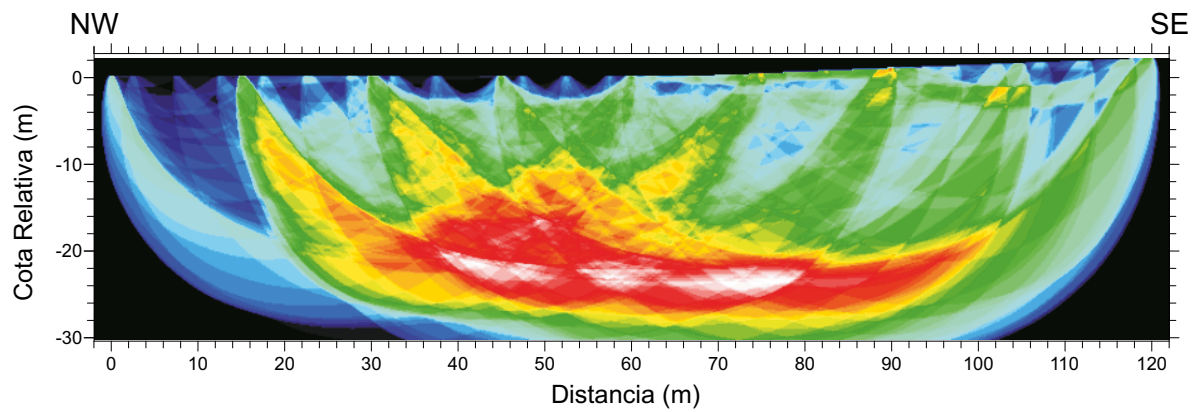
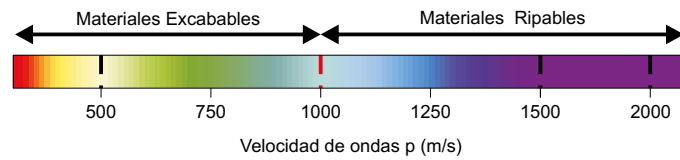
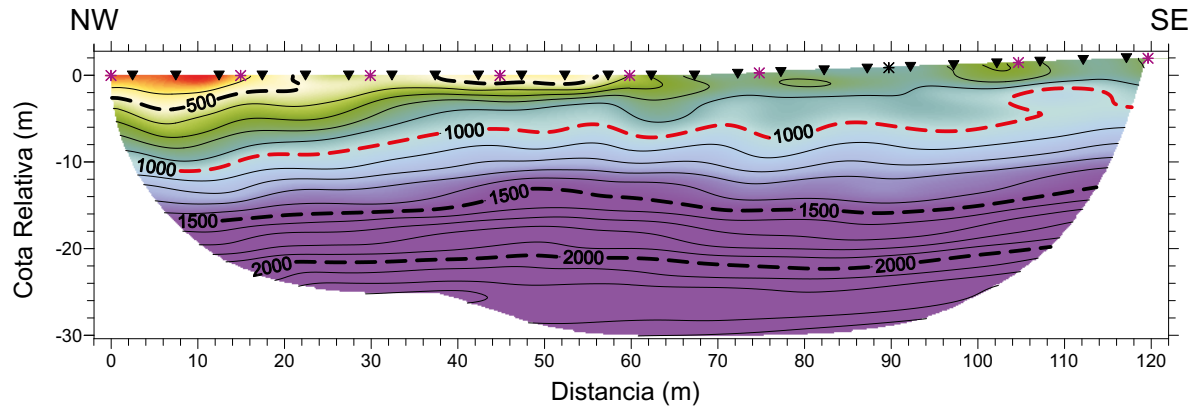
# PERFIL DE TOMOGRAFÍA SÍSMICA TMS-7



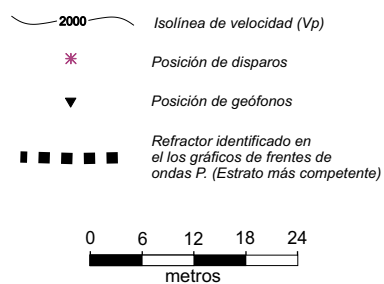
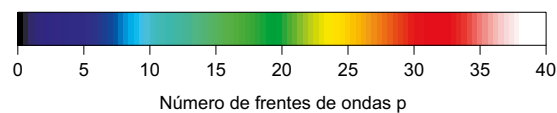
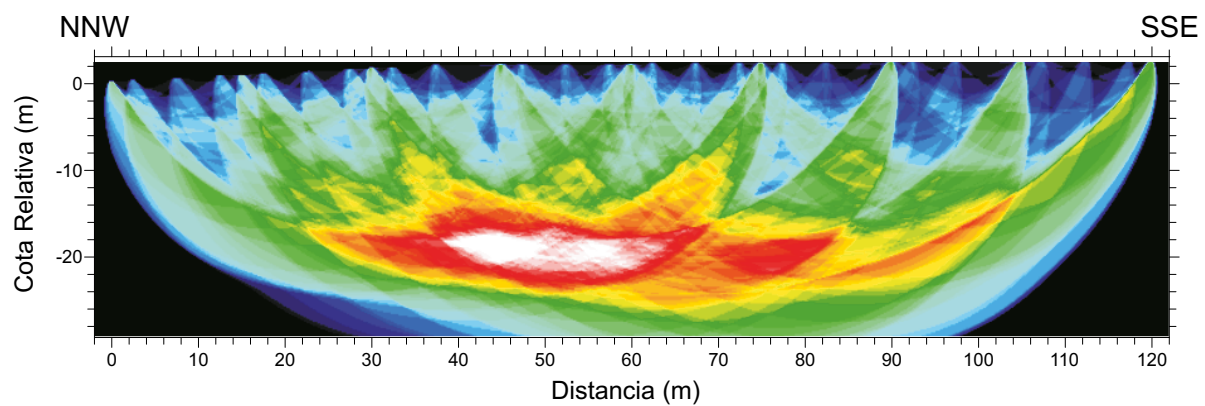
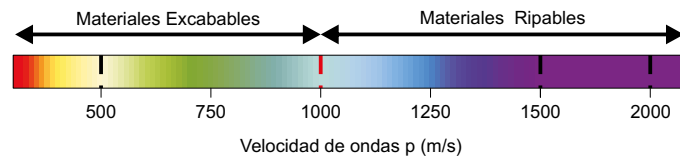
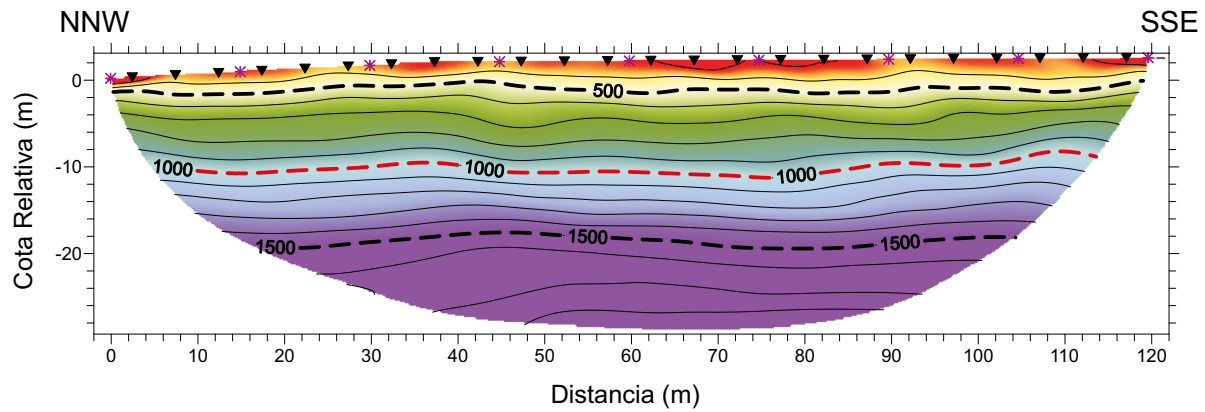
# PERFIL DE TOMOGRAFÍA SÍSMICA TMS-8

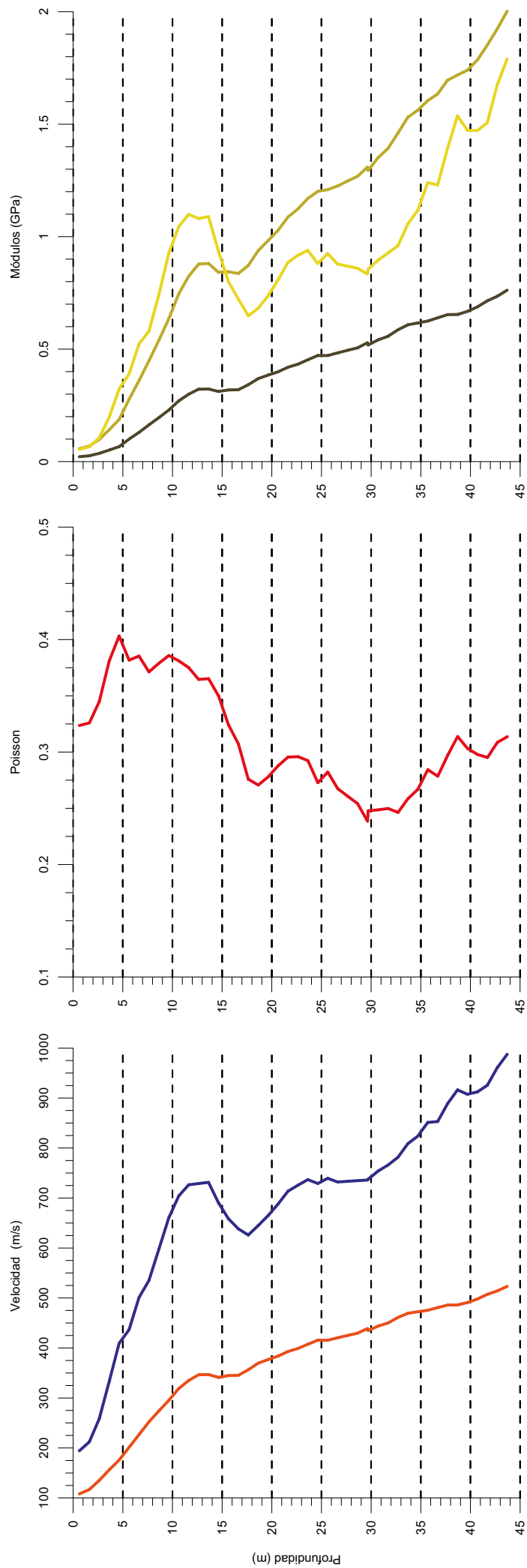


# PERFIL DE TOMOGRAFÍA SÍSMICA TMS-10



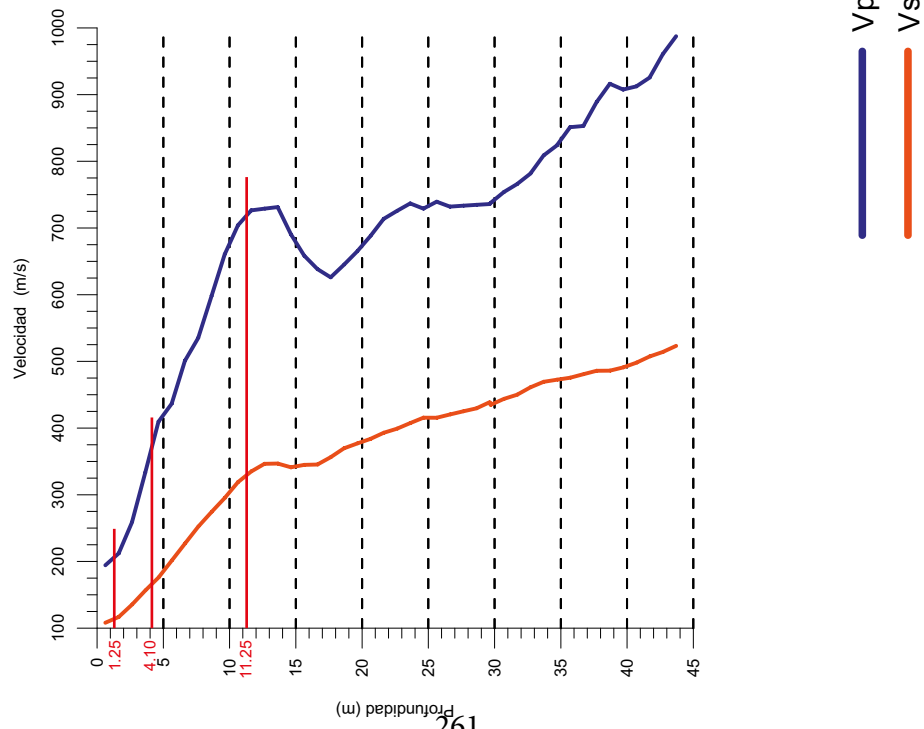
# PERFIL DE TOMOGRAFÍA SÍSMICA TMS-11





GRÁFICAS DE RESULTADOS DEL ENSAYO DE DOWN-HOLE





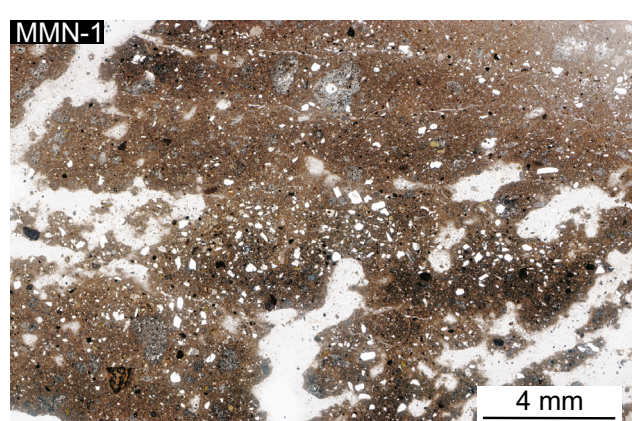
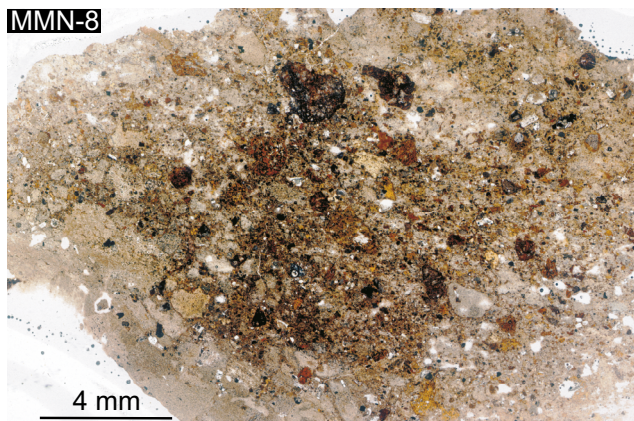
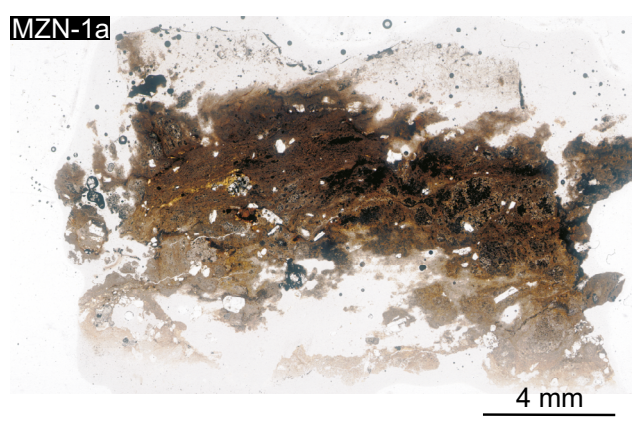
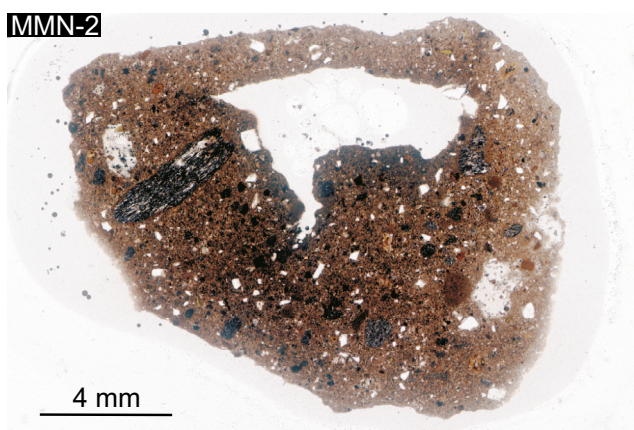
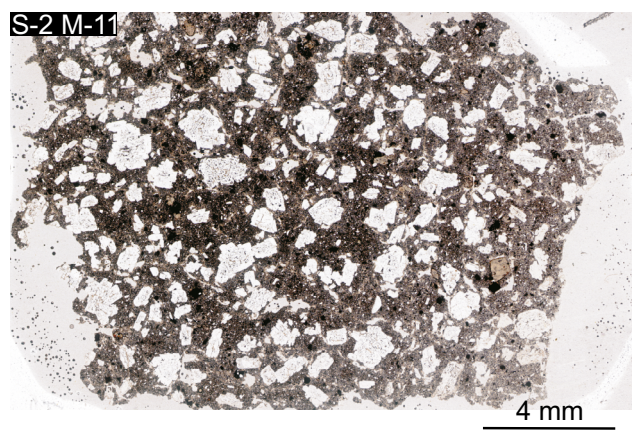
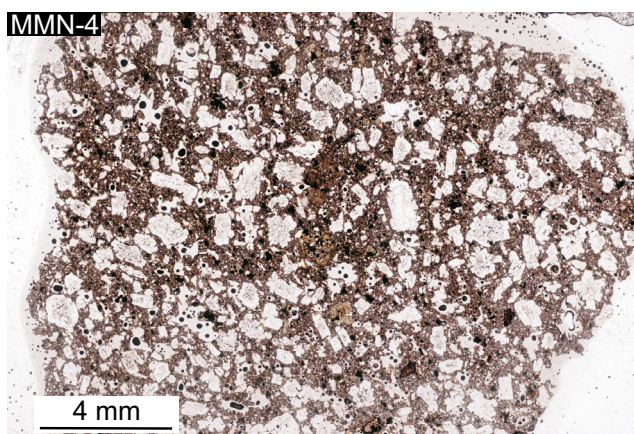
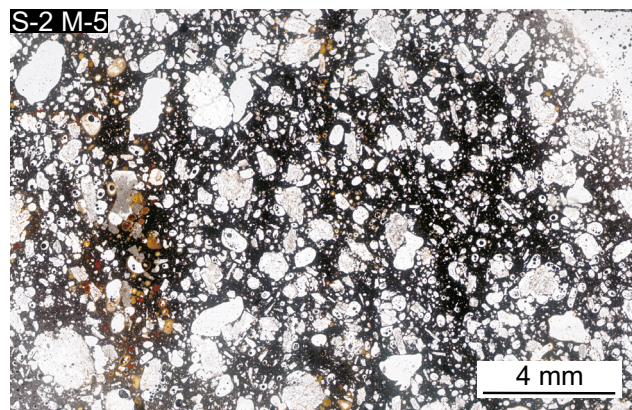
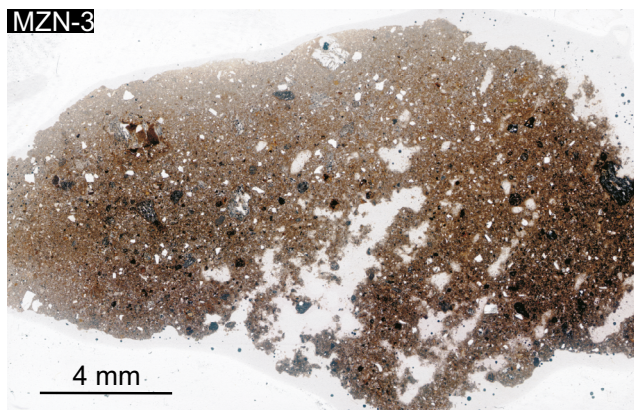
Líneas rojas horizontales dibujadas a las profundidades de los cambios de litología identificados en la testificación del sondeo S-2 para identificar cambios de  $V_s$  y  $V_p$  con los que poder correlacionar las unidades litológicas en los otros puntos de investigación.



# ANEXO III

LÁMINAS DELGADAS  
IMÁGENES DE MEB  
DIFRACCIÓN DE RAYOS X





Fotografías de las láminas delgadas de las tobas (MZN-3, MMN-2, MZN-1a, MMN-8, y MMN-1) y de las andesitas y andesitas basálticas (S-2 M-5, MMN-4 y S-2 M-11, respectivamente).



Agrupados por unidad geotécnica, la clasificación de las muestras es la siguiente:

-Tierra Blanca.

MZN-3. Toba con fragmentos cristalinos de Plagioclasa, Clinopiroxeno, Anfíbol, Biotita, Feldespato, y Cuarzo, con fragmentos de líticos, en una matriz cinerítica.

-Intercalación de rocas piroclásticas y epiclásticas.

S-2 M-5

-Textura y estructura: Roca hipocristalina inequigranular porfídica con fenocristales subidiomorfos en una matriz mixta criptocristalina-vítrea, con estructura vacuolar (algunas rellenas).

-Mineralogía: Plagioclasa muy zonada y maclada formando agregados de varios cristales, Óxidos de hierro y Titanio (Ilmenita y Titanomagnetita).

-Clasificación: Andesita.

MMN-8. Toba de matriz cinerítica con fragmentos de líticos y de otras composiciones, con fragmentos cristalinos de Plagioclasa y Piroxeno.

- Brecha polimíctica

MMN-4

- Textura y estructura: Roca holocristalina inequigranular porfídica con fenocristales subidiomorfos en una matriz micro-cristalina.

- Mineralogía: Plagioclasa, Olivino muy idingsitizado, Piroxeno cálcico (posible Augita), Óxidos de hierro y Titanio.

- Clasificación: Andesita basáltica.

S-2 M-11

- Textura y estructura: Roca holocristalina inequigranular porfídica con fenocristales subidiomorfos en una matriz micro-cristalina.

- Mineralogía: Plagioclasa, Clinopiroxeno, Olivino idingsitizado ligeramente por los bordes, Óxidos de hierro y Titanio.

- Clasificación: Andesita basáltica.

- Tobas no consolidadas.

MMN-1. Toba cinerítica con matriz cinerítica de fracción gruesa con cristales de Plagioclasa, Anfíbol y Piroxeno, y con fragmentos de pómece.

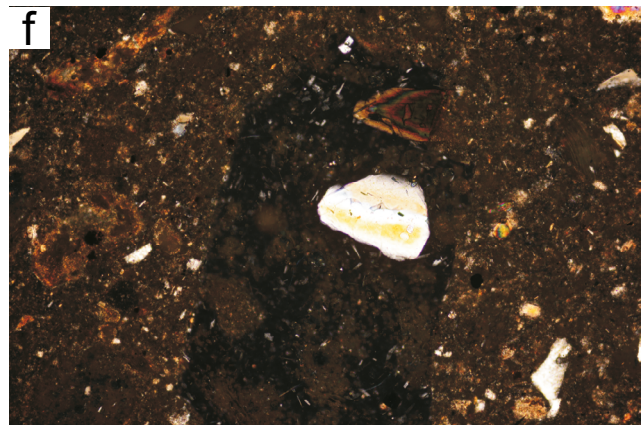
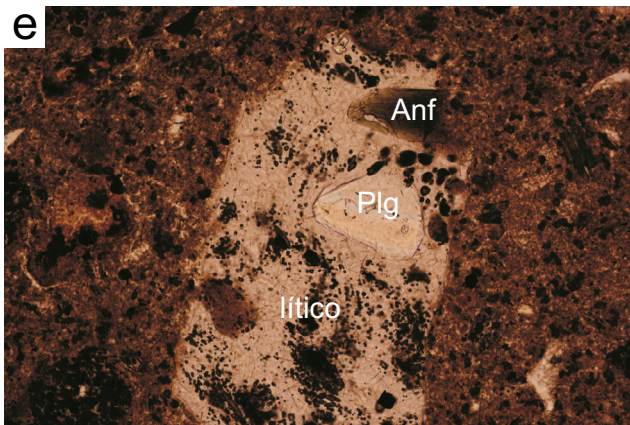
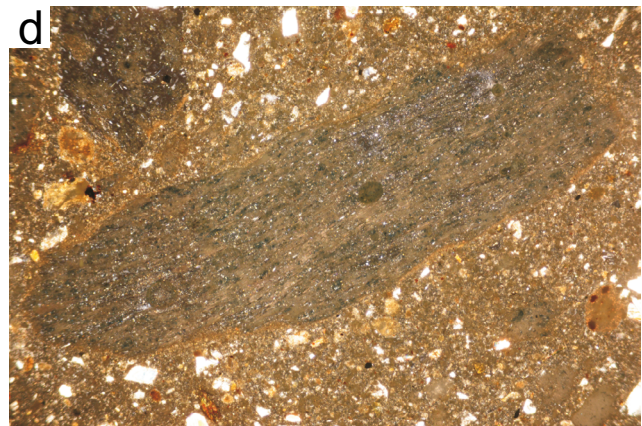
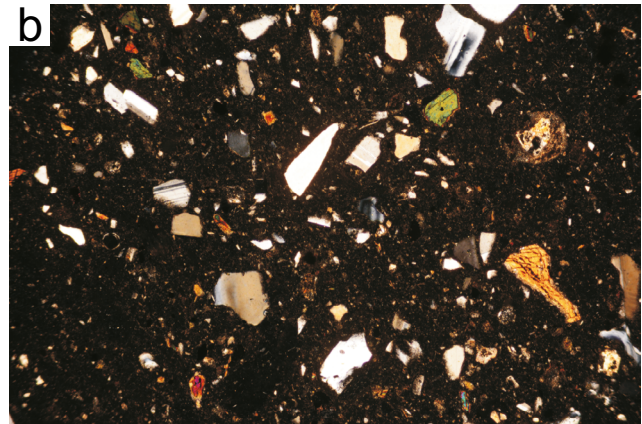
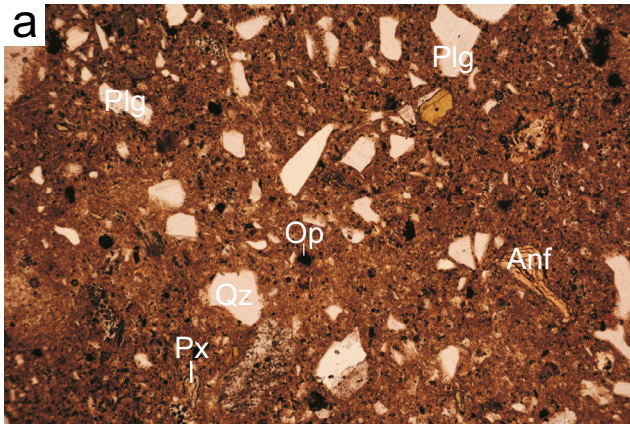
MNN-2. Toba cinerítica con fragmentos de pómece y de otras rocas cristalinas, y con fragmentos de cristales de Plagioclasa, Piroxeno, Anfíbol, en una matriz de fracción arena.

MZN-1a. Toba de matriz cinerítica con fragmentos cristalinos fundamentalmente de Plagioclasa y Anfíbol, y fragmentos de líticos y de pómece.



Luz natural

Nícoles cruzados



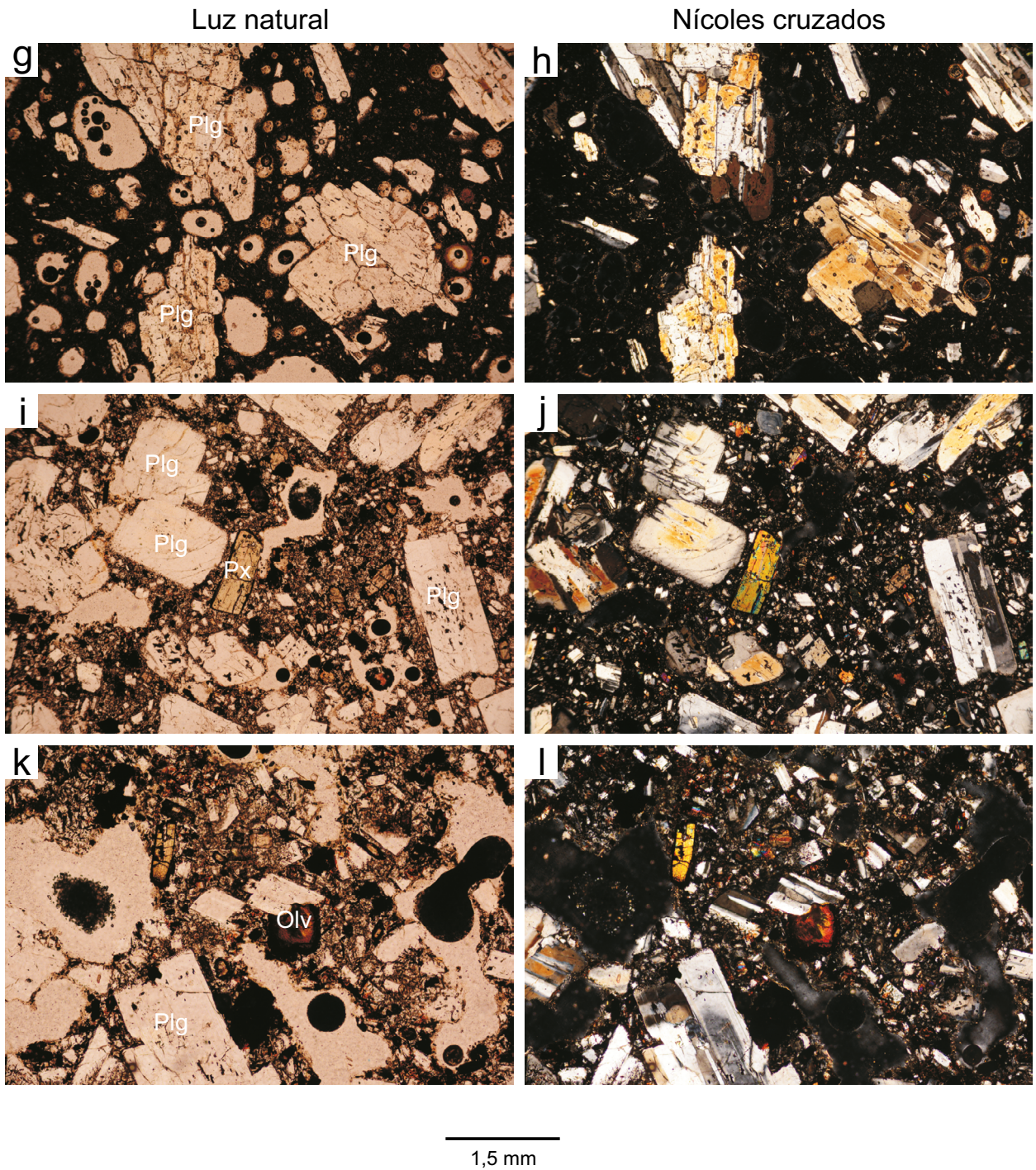
1,5 mm

a), b) Aspecto general de las tobas en las que se observan cristales de plagioclasa (Plg), anfíbol (Anf), piroxeno (Px), cuarzo (Qz) y minerales opacos (Op) en una matriz cinerítica.

c), d) Detalle de un fragmento de pómez estirado incluido en una matriz cinerítica.

e), f) Detalle de un fragmento de roca porfídica con fenocristales de Plagioclasa (Plg) y Anfíbol (Anf). Matriz cinerítica.



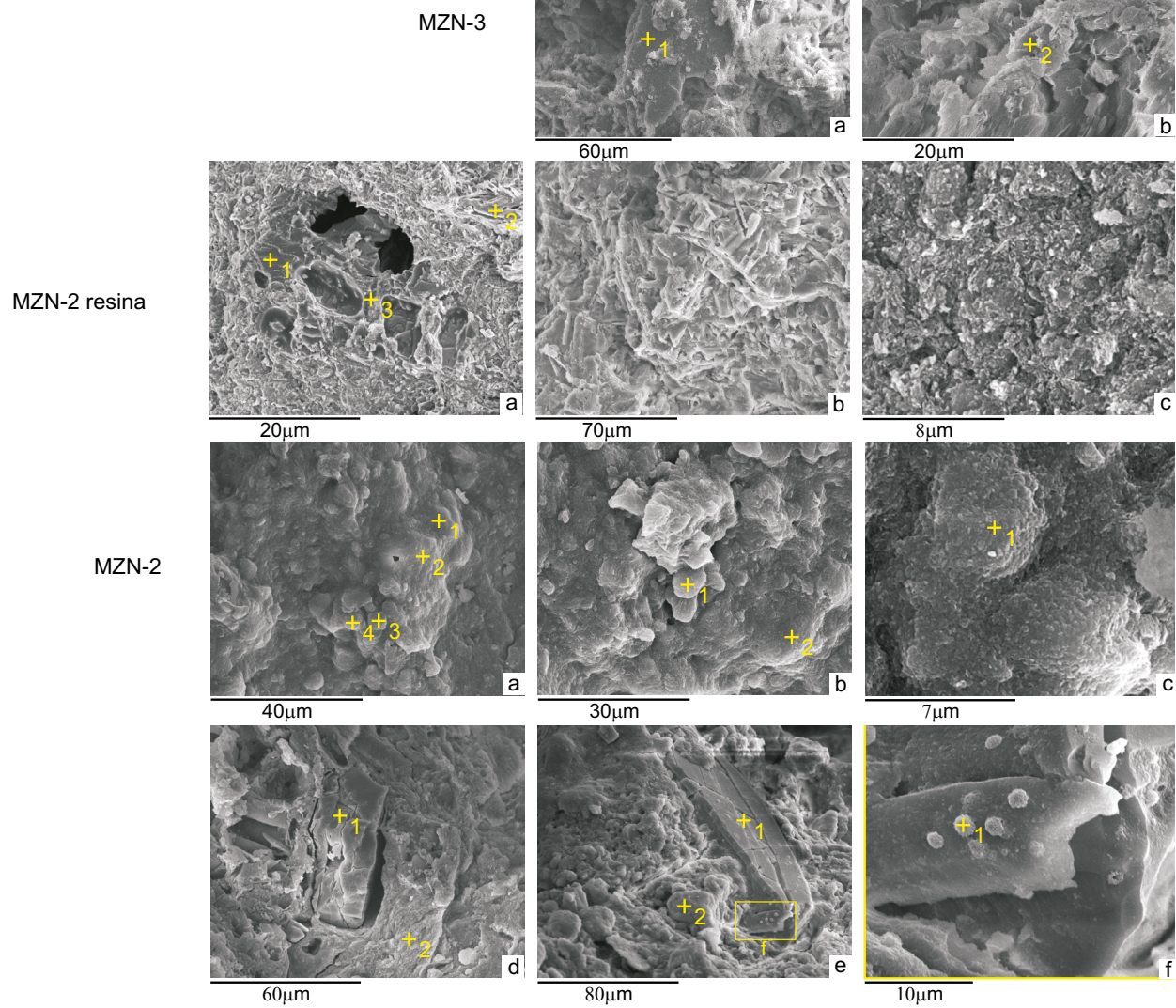


g), h) Textura glomeroporfídica constituida por agregados de cristales de plagioclasa (Plg) en una roca de textura vacuolar.

i), j) Textura porfídica seriada con fenocristales de plagioclasa (Plg) y piroxeno (Px). Destaca el zonado de las plagioclases, así como los hábitos idiomorfos de los minerales principales.

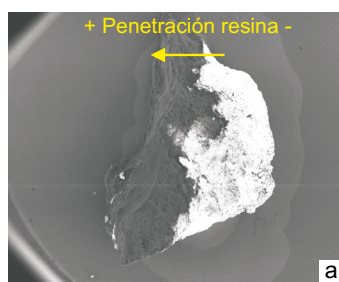
k), l) Aspecto general de una andesita basáltica en la que se observan fenocristales seriados de plagioclasa y un microfenocristal de olivino (Olv) iddingsitizado.



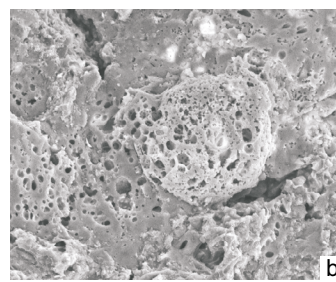




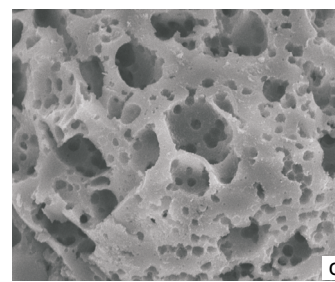
MZN-1a resina



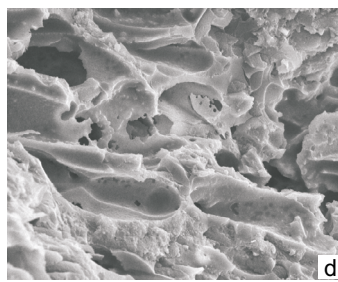
3mm



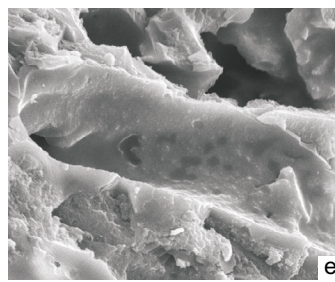
100µm



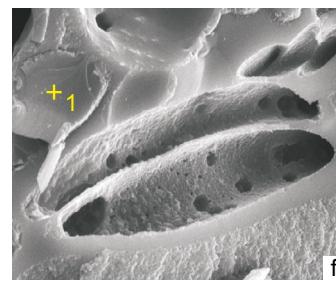
20µm



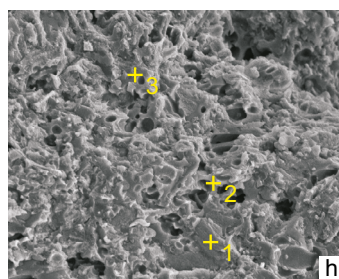
60µm



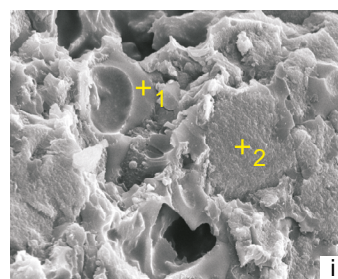
20µm



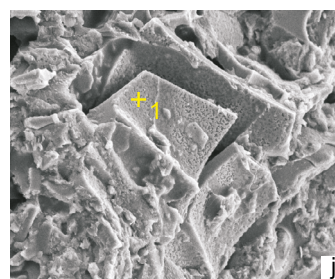
10µm



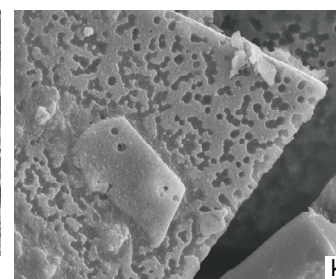
100µm



40µm

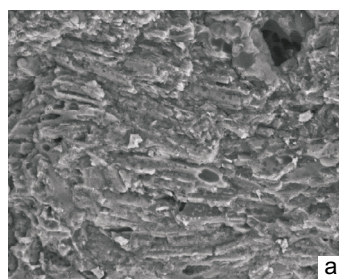


100µm

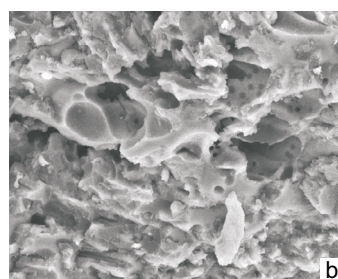


20µm

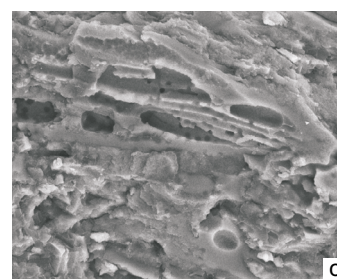
MZN-1b resina



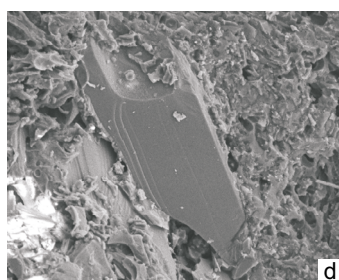
100µm



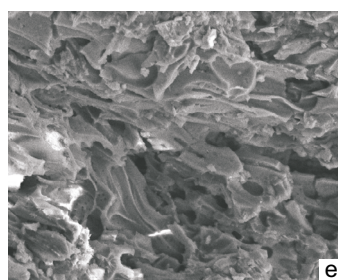
60µm



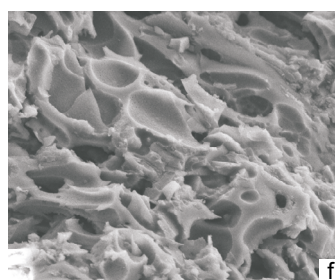
60µm



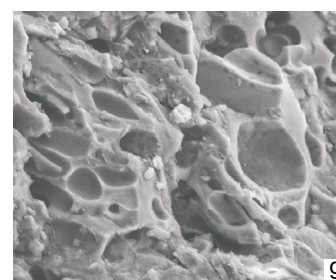
200µm



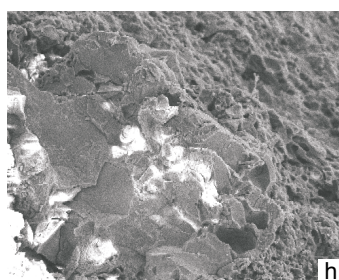
100µm



60µm

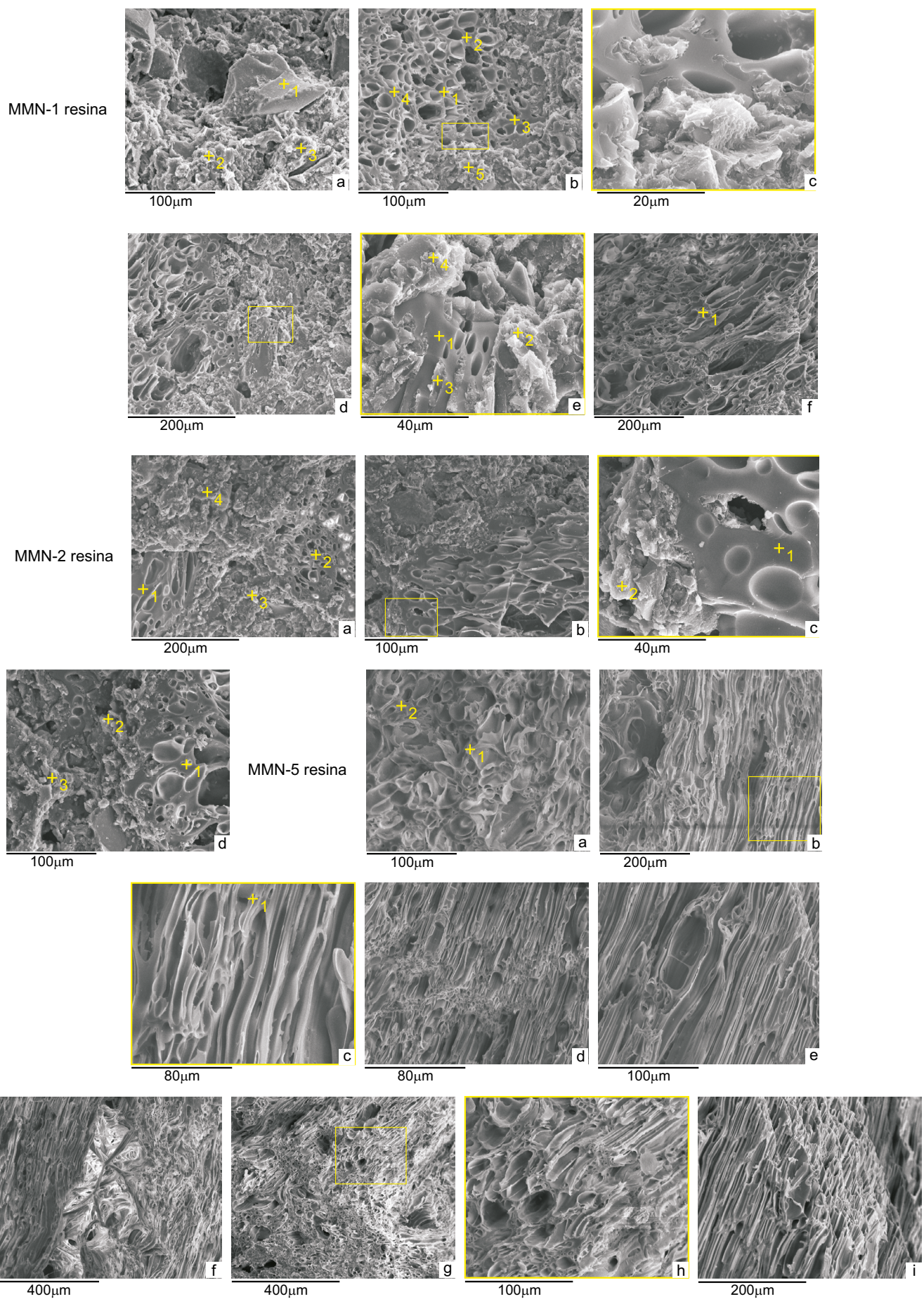


70µm



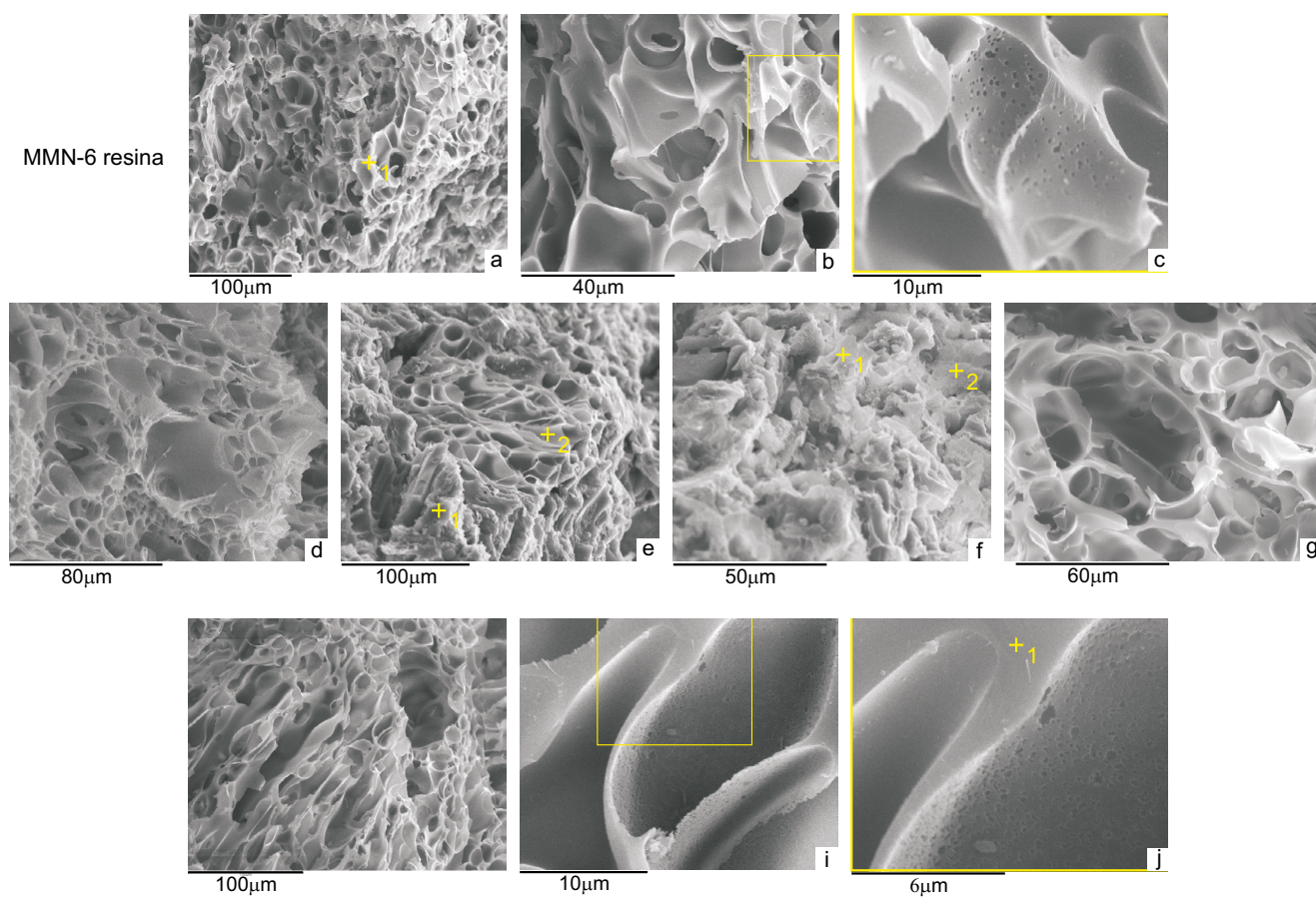
300µm



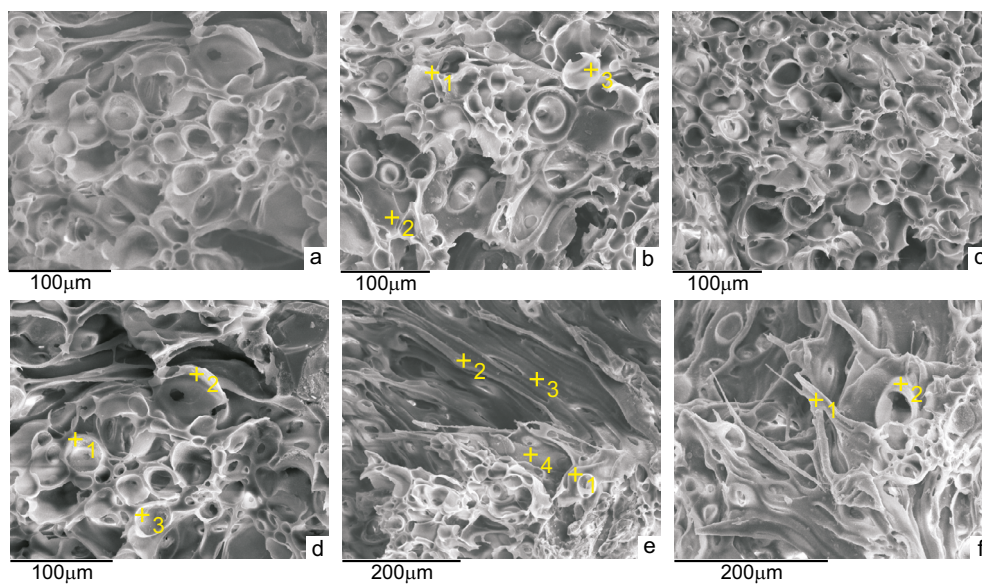




MMN-6 resina



MMN-7 resina



## **Resultados del estudio de la composición y porosidad de las muestras analizadas mediante MEB**

### **Tierra Blanca.**

MZN-3

Su micro-estructura está constituida por fragmentos de partículas angulosas formando agregados en una matriz arcillosa. No hay micro-porosidad. Los cristales podrían ser de Plagioclasa al estar compuestos de Si, Al, Ca, y Na (análisis 1, MZN-3a). Los agregados que constituyen la matriz podrían ser micas o illitas al contener Si, Al y K (análisis 2, MZN-3b).

### **Tobas Color Café.**

MZN-2

Posee una micro-estructura densa caracterizada por la presencia de cristales laminares desorientados (MZN-2b resina) y macro-poros dispersos (MZN-2a resina). Más en detalle se aprecian agregados de arcilla (posiblemente Caolinita por su contenido en Fe) que le dan una textura grumosa (MZN-2a-c). Contiene cristales de Plagioclasa (ricos en Si, Al, Ca, y Na) (MZN-2d-e) sobre los cuales crecen nódulos que podrían ser de Manganeso (Si, Al, Ca, Na, Mn) (MZN-2e).

### **Intercalación de rocas piroclásticas y epiclásticas.**

MMN-7

La micro-estructura de esta muestra es vacuolar, estando constituida por grandes poros bien redondeados, con morfología circular y ovalada dependiendo de la sección. La porosidad (relativa) representa aproximadamente el 58% (Tabla III.1), siendo el tamaño medio de los poros de  $84 \mu\text{m}^2$  (Figura III.1a y Tabla III.2). La dispersión de orientaciones que se observa en la Figura III.2 puede explicarse por el elevado grado de redondez de la mayoría de los poros, pero aun así, parecen existir dos orientaciones preferentes en el caso de los poros más ovalados. En cuanto a su química, los análisis puntuales revelan una composición homogénea: Si, Al, K, Ca, Na, Fe, y Ti.

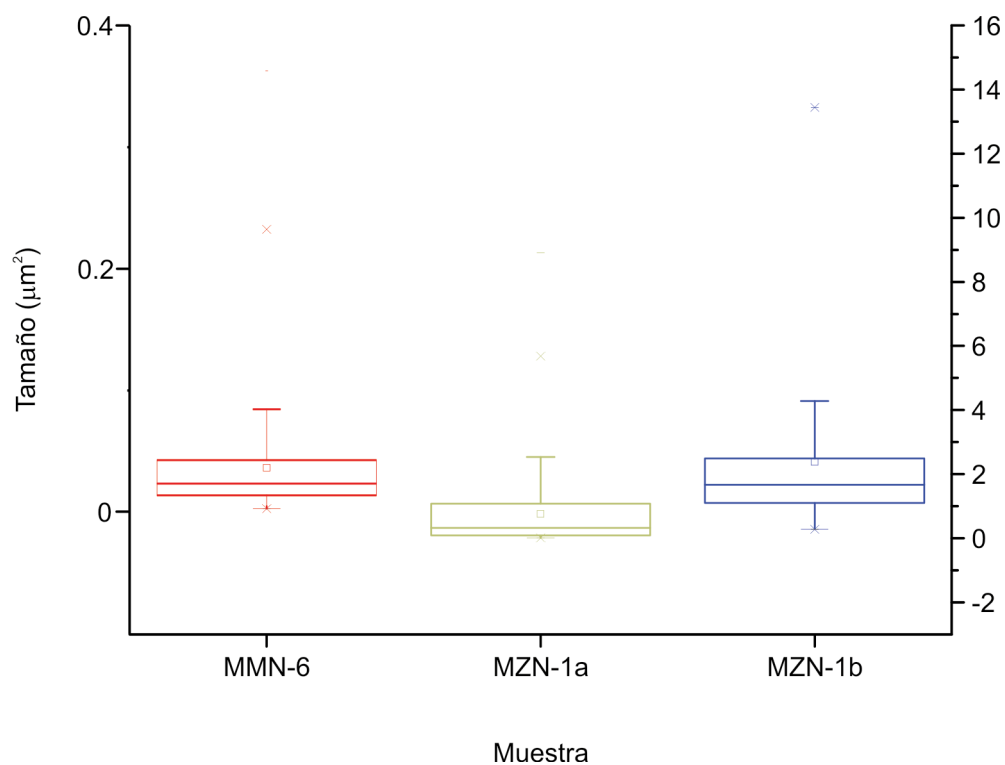
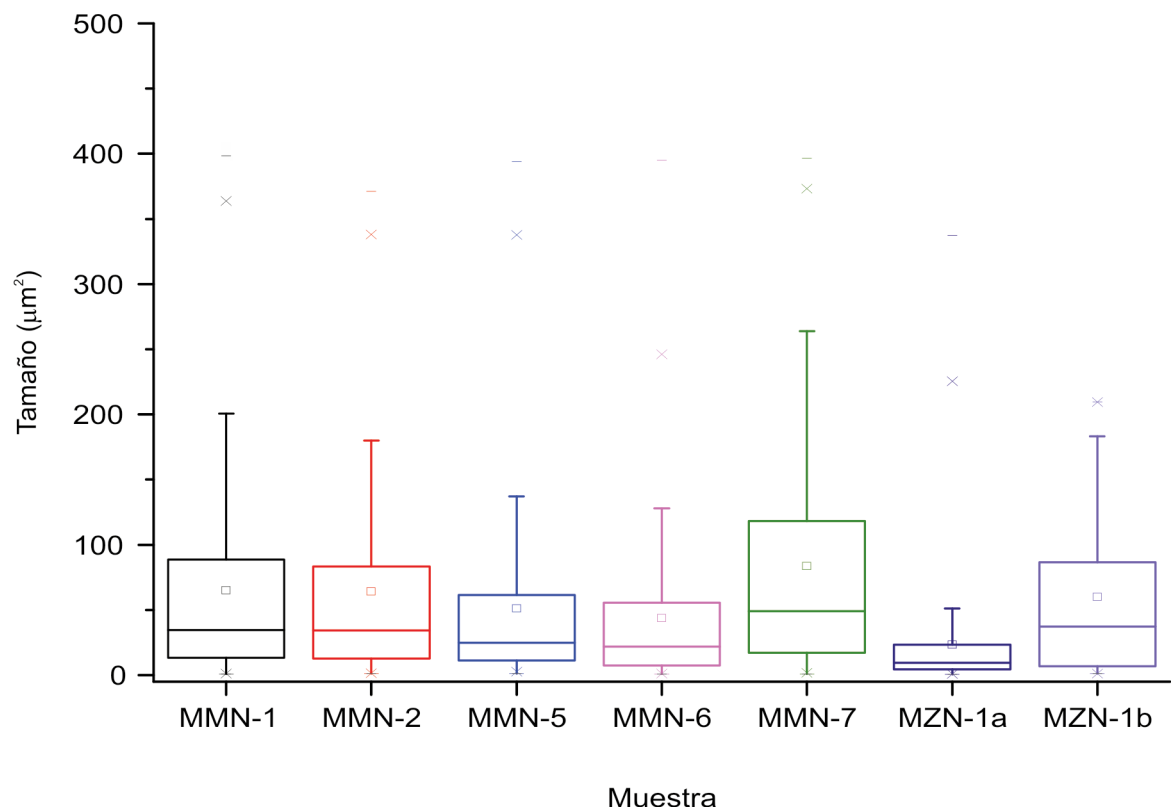


Figura III.1: (a) Diagrama de cajas mostrando la distribución del tamaño de los macroporos en las muestras estudiadas. (b) Diagrama de cajas mostrando la distribución del tamaño de los micro-poros en las muestras estudiadas. La escala izquierda del eje Y es de la muestra MMN-6, mientras que la escala derecha es de las otras dos muestras.

Tabla III.1: Porcentaje relativo de porosidad de las muestras.

Tipo porosidad	Muestra	Área (%)
Macro	MMN-1	50-55
	MMN-2	30-40
	MMN-5	60-67
	MMN-6	61-68
	MMN-7	58
	MZN-1a	17-18
	MZN-1b	78-87
Micro	MMN-6	12-13
	MZN-1a	11

Tabla III.2: Tamaño de los poros.

Tipo porosidad	Muestra	Área ( $\mu\text{m}^2$ )			
		Media	Mínimo	Mediana	Máximo
Macro	MMN-1	65,01	1,01	34,58	398,29
	MMN-2	64,15	1,12	34,42	371,09
	MMN-5	51,18	1,12	24,91	394,04
	MMN-6	43,70	1,02	21,94	395,01
	MMN-7	83,52	1,02	49,03	396,70
	MZN-1a	23,48	0,59	9,37	337,57
	MZN-1b	59,96	1,15	37,24	209,62
Micro	MMN-6	0,04	0,003	0,023	0,36
	MZN-1a	0,76	0,009	0,33	8,91
	MZN-1b	2,4	0,28	1,67	13,44

## Brecha polimítica (matriz).

### MZN-1a

La micro-estructura general tiene un aspecto masivo, formada por partículas unas sobre otras (formando agregados) que da lugar a una porosidad intrapartícula cuya densidad varía dependiendo de la zona. En detalle, parece estar constituida por “tubos” que podrían haber sido formados durante un proceso de desgasificación. Las secciones de los mismos forman macro-poros de morfología circular a elipsoidal (en función de la orientación del plano que los corte) cuyo porcentaje relativo ronda el 18% (Tabla III.1). Su tamaño medio es de  $23 \mu\text{m}^2$  (Figura III.1a y Tabla III.2). Resulta llamativa la presencia de una micro-porosidad en la pared interior de los tubos (MZN-1a e-f) con un tamaño medio de  $0,75 \mu\text{m}^2$  (Figura III.1b y Tabla III.2). Ésta representa el 11% relativo. No se aprecia la existencia de cementos que unan las partículas, que posiblemente sean fragmentos de los tubos mencionados. La mayoría de los análisis químicos puntuales realizados sobre las partículas dan una composición homogénea de Si, Al, y K. Parece existir algún cristal de Plagioclasa (Si, Al, Ca, y Na) y vidrio (Si, Al, K, Ca, Fe).

## **Tobas no consolidadas.**

### **MZN-1b;**

La micro-estructura general está caracterizada por la presencia de conductos que corren más o menos paralelos y que denotan una orientación preferente (Figura III.2). Dichos conductos constituyen una macro-porosidad que oscila entre 78-87% (en términos relativos) (Tabla III.1) que al igual que en la muestra MZN-1a presenta morfología circular y elipsoidal. Su tamaño medio es de  $60 \mu\text{m}^2$  (Figura III.1a y Tabla III.2). También se observa la existencia de micro-poros en las paredes interiores de los conductos que tienen un tamaño medio de  $2 \mu\text{m}^2$  (Figura III.1b y Tabla III.2). Los análisis puntuales dan una composición de Si, Al, y Na mayoritariamente, y algo de Ca y K.

### **MMN-1; MMN-2; MMN-5; MMN-6**

Esta unidad litológica se caracteriza por la presencia de dos micro-estructuras que coexisten: una vacuolar (MMN-1b, parte central e izquierda), y otra masiva e irregular compuesta por agregados de fragmentos (MMN-1b, parte derecha). El contacto entre ambas es neto, tal y como se aprecia en la imagen MMN-1c, que es un detalle de la imagen anterior (MMN-1d). Los conductos se disponen paralelamente según las orientaciones mostradas en la Figura III.2. Sus secciones dan lugar a macro-poros con un tamaño medio que oscila entre  $44$  y  $65 \mu\text{m}^2$  (Figura III.1a y Tabla III.2). El porcentaje relativo que representan estos poros dentro de la muestra oscila de una a otra (Tabla III.1): MMN-1, 50-55%; MMN-2, 30-40%; MMN-5, 60-67%; MMN-6, 61-68%. Los porcentajes menores corresponden a las zonas en las que coexisten las dos micro-estructuras, mientras que los mayores valores se dan en las zonas vacuolares. Por otro lado, los fragmentos forman agregados de partículas y parece que derivan de la rotura de dichos conductos. El contacto entre los fragmentos da lugar a una porosidad irregular inter-partícula.

Pese a que la micro-estructura guarda bastante similitud con de la unidad supra yacente, se diferencia en que no presenta micro-porosidad en las paredes interiores de los conductos. Únicamente se ha observado en la muestra MMN-6 (Figura III.1b y Tabla III.2). Composicionalmente es muy monótona: Si, Al, K, Na, Ca, Mg (posiblemente se trate de un mineral de la arcilla), y Fe, este último sólo presente en los fragmentos.



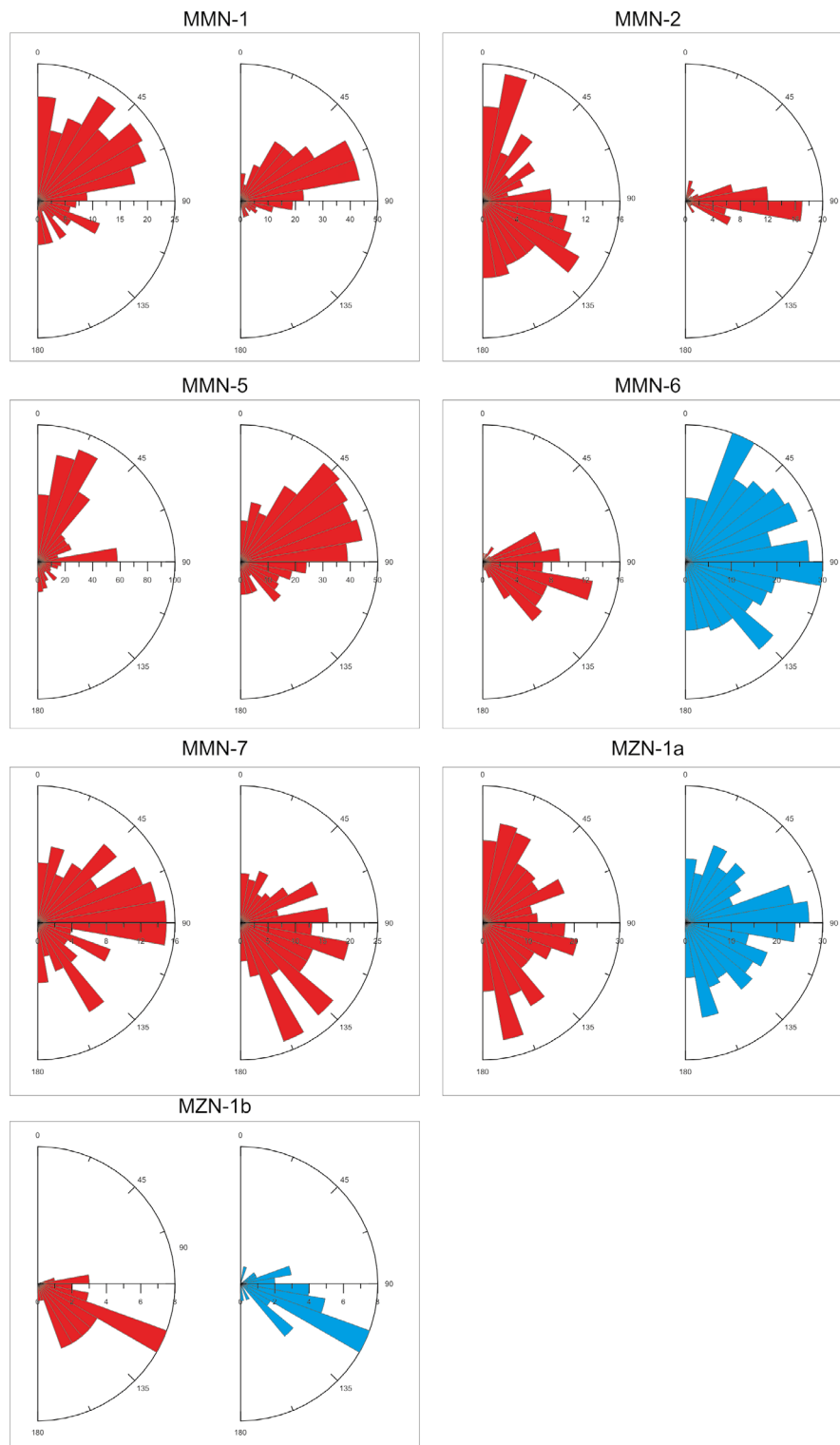


Figura III.2: Diagramas de rosas de orientaciones de la porosidad (macro- en rojo; micro- en azul).

Tabla III.3: Semicuantificación de los minerales presentes en las muestras.

Unidad geotécnica	Muestra	Método DRX	Qz (%)	Filo (%)	Cc (%)	FdK (%)	Pl (%)	Ilm (%)	Spd (%)	Hbl (%)	Aug (%)	Per (%)	Fa (%)	Hem (%)	Sumatorio (%)	Amorfos <sup>a</sup>
Tierra Blanca	MZN-3	Polvo	15	36		4	31		1	7	6				100	5
Tobas Color Café	MZN-2	Polvo	1	62		9	26			2					100	4
Intercalación de rocas piroclásticas y epiclásticas	S-2 M-4	Polvo		7			86				2	5			100	2
	MMN-7	Polvo		28		5	59				8				100	2
	MMN-8	Polvo		64			31			3	2				100	4
Brecha polimíctica	S-2 M-7	Polvo		5			86				9				100	1
	S-2 M-8	Polvo		5	15		74			2	4				100	1
	S-2 M-12	Polvo		5			72				8		12	3	100	1
	MZN-1a	Polvo		42		10	26	2		11	9				100	7
Tobas no consolidadas	MZN-1b	Polvo	1	62	3	9	11	2	2	5	5				100	7
	MMN-1	Polvo	6	8			84			1	1				100	1
	MMN-2	Polvo	18	32			42			3	5				100	4
	MMN-5	Polvo	1	25			72			2					100	7
	MMN-6	Polvo	3	29		7	47			8	6				100	8

Qz - Cuarzo; Filo - Filosilicatos; Cc - Calcita; FdK - feldespatos potásicos; Pl - Plagioclasa; Ilm - Ilmenita; Spd - Espodumena; Hbl - Hornblenda; Aug - Augita; Per - Periclasa; Fa - Fayalita; Hem - Hematites

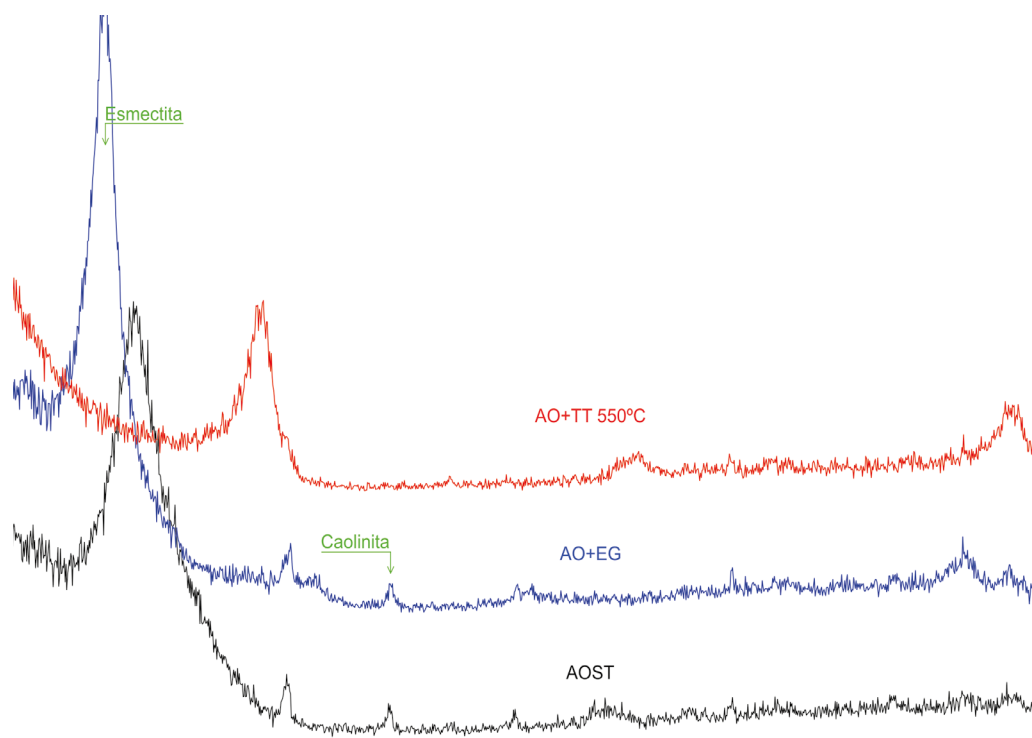


Figura III.3: Difractograma representativo de la mineralogía de la fracción <2mm. En el perfil AO+EG se señalan los picos de los minerales de la arcilla más relevantes. AOST - Agregado Orientado Sin Tratamiento; AO+EG - Agregado Orientado tratado con Etilen-Glicol; AO+TT - Agregado Orientado Tratado Térmicamente.

Tabla III.4: Semicuantificación de los minerales de la arcilla presentes en las muestras

Unidad geotécnica	Muestra	Método de DRX <sup>a</sup>	Sm (%)	Ill (%)	Kln (%)
Tierra Blanca	MZN-3	AOST, AO+EG, AO+TT	31		69
Intercalación de rocas piroclásticas y epiclásticas	S-2 M-4	AOST, AO+EG	38	62	
	MMN-7	AOST, AO+EG	48	1	51
Brecha polimíctica	S-2 M-7	AOST, AO+EG	100		
	S-2 M-8	AOST, AO+EG			100
	S-2 M-12	AOST, AO+EG	100		
Tobas no consolidadas	MMN-1	AOST, AO+EG	9	1	90
	MMN-2	AOST, AO+EG	78	22	
	MMN-5	AOST, AO+EG			100
	MMN-6	AOST, AO+EG	76	24	

<sup>a</sup> AOST - Agregados Orientados Sin Tratamiento; AO+EG - Agregados Orientados solvatados en Etilenglicol; AO+TT - Agregados Orientados Tratados Térmicamente

Sm - Esmeclita; Ill - Illita; Kln - Caolinita

# ANEXO IV

## ENSAYOS GEOTÉCNICOS

Granulometrías:

Vía seca (tamizado), y

vía húmeda (pipeta Robinson).

Límites de Atterberg

Densidad y peso específico

Corte directo y dilatancia

Colapso y absorción

Tabla IV.1: Resultados del análisis granulométrico por vía seca de la fracción semigruesa y fina.

Unidad geotécnica	Muestra	Clasificación SUCS <sup>a</sup>	Pasa tamiz 4,75 mm (%)	Pasa tamiz 0,075 mm (%)	Grava (%)	Arena (%)	Finos (%) <sup>b</sup>	D <sub>60</sub> (mm) <sup>c</sup>	D <sub>30</sub> (mm) <sup>d</sup>	D <sub>10</sub> (mm) <sup>e</sup>	C <sub>u</sub> =d <sub>60</sub> /d <sub>10</sub> <sup>f</sup>	C <sub>c</sub> =(D <sub>30</sub> <sup>2</sup> )/(D <sub>60</sub> D <sub>10</sub> ) <sup>g</sup>
Tierra Blanca	MZN-3	ML	100	61	0	39	61	-	-	-	-	-
	S-1 M-1	ML	100	82,92	0	17	82,92	-	-	-	-	-
	C-2 M-1	CL	99	74	1	25	74	-	-	-	-	-
Paleosuelo	MZN-2	MH	93,7	77,77	6,3	15,93	77,77	-	-	-	-	-
Intercalación de rocas piroclásticas y epiclásticas	MMN-7	SP <sub>1</sub>	83,7	4,74	16,3	78,96	4,74	2,58	1,17	0,46	5,56	1,14
	MMN-8	SM	100	37,69	0	62,31	37,69	0,58	-	-	-	-
	S-2 M-4	SP-SM <sub>2</sub>	57,6	8,65	42,4	48,95	8,65	4,9	1,54	0,62	7,9	0,78
	S-1 M-4	SP <sub>1</sub>	78,5	4,38	21,5	74,12	4,38	0,56	0,4	0,32	1,78	0,89
Brecha polimítica	S-1 M-5	SM	72,2	15,74	27,8	56,46	15,74	3,1	0,78	-	-	-
	S-1 M-7	SW-SM	56	8,58	44	47,42	8,58	5,46	1,5	0,25	22,19	1,66
	S-2 M-6	GP	33	1	67	32	1	6,29	3,36	0,3	21,16	6,06
	S-2 M-7	SP <sub>2</sub>	100	0,98	0	99,02	0,98	0,47	0,38	0,32	1,48	0,93
	S-2 M-8	SP <sub>2</sub>	93,7	3,24	6,3	90,46	3,24	1,25	0,68	0,37	3,34	1,01
	S-2 M-9	SP <sub>1</sub>	77	0	23	77	0	1,43	0,44	0,16	9,07	0,85
	S-2 M-10	GP	24	0	76	24	0	6,6	5,02	0,49	14,73	8,51
	S-2 M-12	SP <sub>1</sub>	73,5	3,44	26,5	70,06	3,44	2,61	0,97	0,43	6,04	0,84
	S-2 M-13	GP	30	0	70	30	0	6,4	4,75	0,45	14,27	7,86
	S-2 M-14	SP <sub>2</sub>	99	0	1	99	0	0,58	0,32	0,16	3,73	1,11
	MZN-1b	SM	87,4	39,24	12,6	48,16	39,24	0,82	-	-	-	-
	JJAN-2	SM	96	49,26	4	46,74	49,26	0,23	-	-	-	-
	C-3 M-2	CL	100	53	0	47	53	0,11	-	-	-	-
Tobas no consolidadas	MMN-1	SP-SM <sub>1</sub>	100	5,6	0	94,4	5,6	0,71	0,48	0,32	2,24	0,84
	MMN-2	SM	100	13,08	0	86,92	13,08	0,61	0,38	-	-	-
	MMN-6	SP-SM <sub>2</sub>	84	7,63	16	76,37	7,63	1,53	0,6	0,31	4,95	0,77

<sup>a</sup> Sistema Unificado de Clasificación de Suelos (SUCS); CL- arcilla magra arenosa; GP - grava pobremente graduada con arena; MH - limo plástico arenoso; ML - limo arenoso; SM- arena limosa; SP<sub>1</sub> - arena pobremente graduada con grava;

SP<sub>2</sub> - arena pobremente graduada; SP-SM<sub>1</sub> - arena pobremente graduada con limo; SP-SM<sub>2</sub> - arena pobremente graduada con grava y limo; SW-SM - arena bien graduada con grava y limo

<sup>b</sup> Finos = limo + arcilla

<sup>c</sup> Diámetro por el que pasa el 60% del material

<sup>d</sup> Diámetro por el que pasa el 30% del material

<sup>e</sup> Diámetro por el que pasa el 10% del material

<sup>f</sup> Coeficiente de uniformidad

<sup>g</sup> Coeficiente de curvatura

- No se ha podido determinar



Tabla IV.2: Resultados del análisis granulométrico mediante el método de la pipeta de Robinson y clasificación textural USDA.

Muestra	Peso (g) <sup>a</sup>	Arena Americana Total		Arena <sup>b</sup>		Limo (ISSS) <sup>c</sup>		Arcilla	Limo + Arena Muy Fina (limo Americano)		Arena Total (ISSS) <sup>d</sup>	Clasificación Textural <sup>e</sup>
		(2-0,05 mm)	Muy Gruesa (2-1 mm)	Gruesa (1-0,5 mm)	Media (0,5-0,2 mm)	Fina (0,2-0,1 mm)	Muy Fina (0,1-0,05 mm)		(0,05-0,02 mm)	(0,05-0,002 mm)		
MZN-3	T+S	150.530	92.32	90.96	76.44	79.87	73.67	48.49	50.36			
	T	130.747	91.43	90.09	74.86	78.04	71.59	48.45	50.19			
	S	19.783	4.5%	4.4%	8.0%	9.3%	10.5%	9.4%	32.6%	21.4%	58.0%	franco-limoso
MZN-2	T+S	168.777	91.86	90.49	75.45	78.64	72.09	49.98	75.04			
	T	149.346	91.43	90.08	74.86	78.04	71.59	49.78	74.74	11.6%	24.6%	arcillo-limoso
	S	19.431	2.2%	2.1%	3.1%	3.1%	2.5%	47.6%	27.8%			
MMN-8	T+S	149.071	91.65	90.38	75.29	78.46	72.00	50.12	68.41			
	T	139.470	91.43	90.09	74.86	78.04	71.59	50.09	68.32	38.9%	57.3%	franco-limoso
	S*	9.601	2.3%	3.1%	4.5%	4.4%	4.2%	8.9%	33.9%			
S-1 M-5	T+S	171.114	94.88	97.30	79.79	79.01	72.49	46.73	66.69			
	T	151.153	91.43	90.08	74.86	78.04	71.59	46.72	66.65	5.3%	92.7%	arena
	S	19.961	17.3%	36.2%	24.7%	4.9%	4.5%	1.0%	6.3%			
MZN-1b	T+S	128.246	91.85	91.08	76.92	79.64	73.10	73.18	48.80			
	T	108.575	91.43	90.08	74.86	78.04	71.59	73.11	48.59	15.5%	48.9%	franco-limoso
	S	19.671	2.1%	5.1%	10.5%	8.1%	7.6%	15.5%	35.6%			
JJAN-2	T+S	217.198	91.74	90.69	76.39	80.06	74.09	48.11	56.70			
	T	197.374	91.43	90.08	74.86	78.04	71.59	48.07	56.52	21.3%	56.4%	franco-limoso
	S	19.824	1.6%	3.1%	7.7%	10.2%	12.6%	8.6%	35.1%			

<sup>a</sup> T - Tara del recipiente o tamiz; S - Suelo del que se parte (no se llega a los 20 g puesto que se eliminó la materia orgánica). \* Sólo se pudieron obtener 10 g iniciales antes de eliminar la materia orgánica

<sup>b</sup> Arena Americana Total distribuida por tamaños

<sup>c</sup> International Society of Soil Science

<sup>d</sup> Para la clasificación se emplean los porcentajes de Arena Americana Total, Limo Americano, y Arcilla

<sup>e</sup> United States Department of Agriculture

Tabla IV.3: Resultados de los Límites de Atterberg.

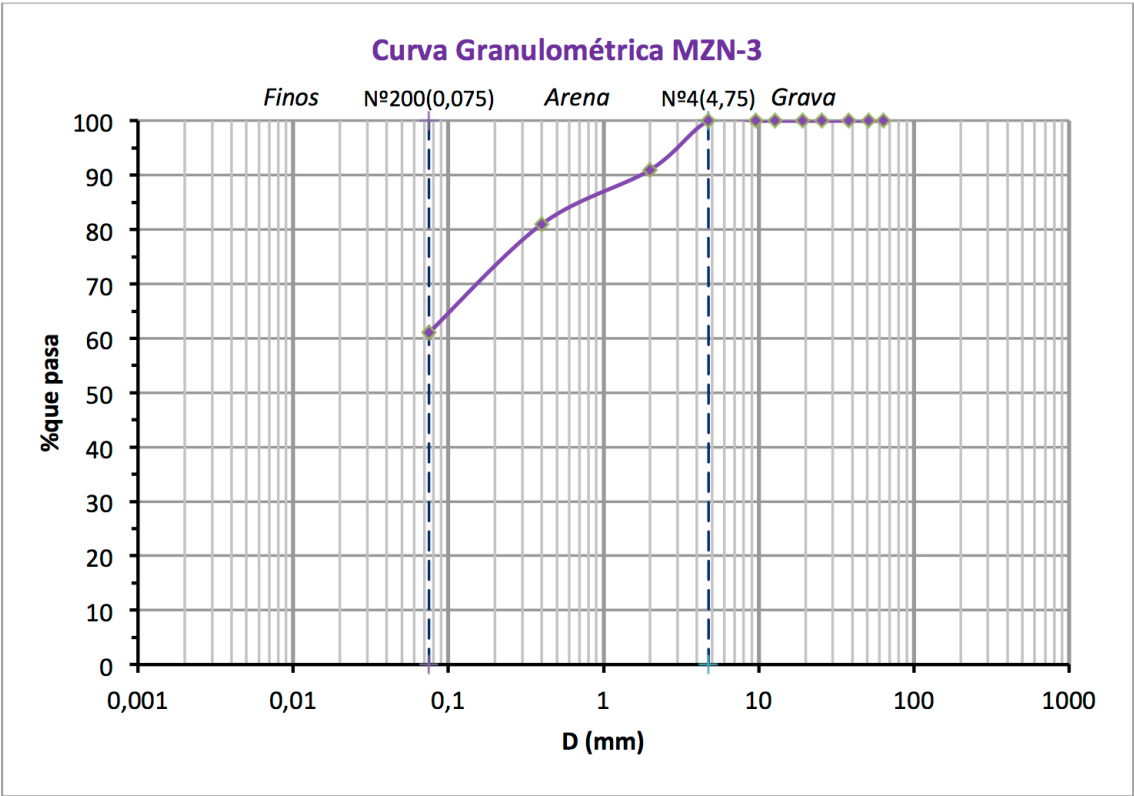
Unidad geotécnica		Muestra	LL (%) <sup>a</sup>	LP (%) <sup>b</sup>	IP <sup>c</sup>
Tobas Color Café		MZN-2	61,5	35,7	25,7
		C-2 M-1	48	27	21
Tobas no consolidadas		C-3 M-2	35,8	19,8	16

<sup>a</sup> LL - Límite Líquido

<sup>b</sup> LP - Límite Plástico

<sup>c</sup> IP - Índice de Plasticidad

MZN-3 (TB-V)





## suelos y materiales, s.a. de c.v.

Consultoría en diseño y supervisión de obras, estudios de suelos y control de calidad de materiales

PROYECTO : DESLIZAMIENTO CAUCE DEL RIO JIBOA

MUESTRA DE SUELO: M-1

PROFUNDIDAD : 0.55-1.00 m.

FECHA : 23 de mayo de 2008

### ANÁLISIS GRANULOMÉTRICO ASTM D 422-02

Peso Bruto : 414.5 gr. Tara, gr: 51.0 Peso Neto : 363.5

#### MATERIAL GRUESO

Malla	Peso Retenido Parcial (Grs.)	% Retenido Parcial	% Retenido Acumulado	% Que Pasa la Malla	Observaciones
2 1/2"	0.0	0	0	100	
2"	0.0	0	0	100	
1 1/2"	0.0	0	0	100	
1"	0.0	0	0	100	
3/4"	0.0	0	0	100	
1/2"	0.0	0	0	100	
3/8"	0.0	0	0	100	
No. 4	0.0	0	0	100	
Pasa No.4					
<b>S U M A S</b>					

#### MATERIAL TAMIZADO POR LA MALLA No. 4

Peso Neto :

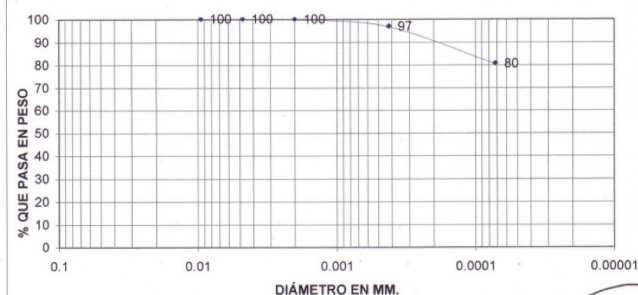
Malla	Peso Retenido Parcial (Grs.)	% Retenido Parcial	% Retenido Acumulado	% Que Pasa la Malla	Observaciones
No. 8					P.S.C. (gr) = 351.9
No. 10	0.5	0	0	100	$\omega (\%) = 3.3$
No. 16					
No. 20					
No. 30					
No. 40	10.9	3	3	97	GRAVA 0%
No. 50					ARENA 20%
No. 60					FINOS 80%
No. 100	57.4	16	20	80	
No. 200	283.1	80	100	0	
Pasan No.200					
<b>S U M A S</b>	351.9				

#### CLASIFICACIÓN :

AASHTO

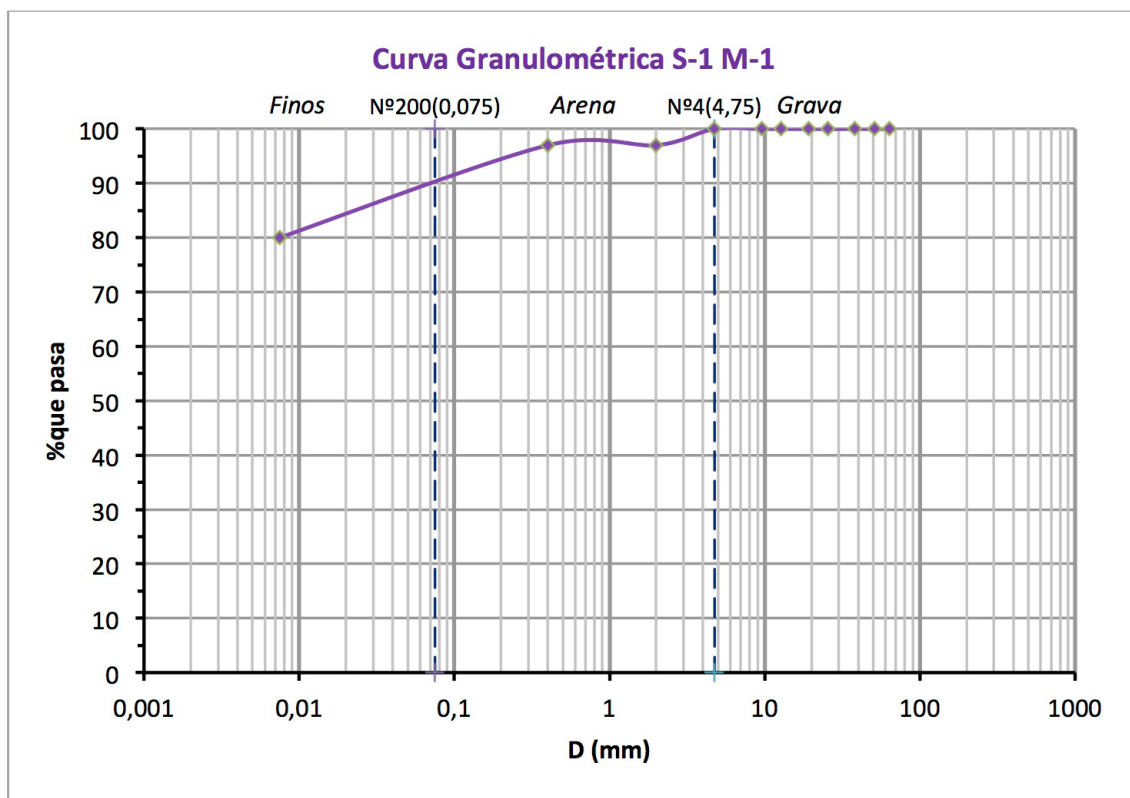
ML, Limo con arena, con partículas de pómez, café claro, no plásticos.

A-4 (0)



SUELOS Y MATERIALES, S.A. DE C.V.  
San Salvador, El Salvador, C.A.

Calle Los Sisimiles, Final Senda B, Edificio SM, Colonia Jardines de Miramonte, San Salvador, El Salvador  
Tel.: 2260-8630, 2260-8631, 2260-4453, Fax: 2260-4417 e-mail: suelosymateriales@integra.com.sv y suelosymateriales@hotmail.com





## suelos y materiales, s.a. de c.v.

Consultoría en diseño y supervisión de obras, estudios de suelos y control de calidad de materiales

PROYECTO : DESLIZAMIENTO CAUCE DEL RIO JIBOA

MUESTRA DE SUELO: J-C2

PROFUNDIDAD : 1.20 m.

FECHA : 12 de junio de 2008

### ANÁLISIS GRANULOMÉTRICO ASTM D 422-02

Peso Bruto : 254.8 gr. Tara, gr: 50.9 Peso Neto : 203.9

#### MATERIAL GRUESO

Malla	Peso Retenido Parcial (Grs.)	% Retenido Parcial	% Retenido Acumulado	% Que Pasa la Malla	Observaciones
2 1/2"	0.0	0	0	100	
2"	0.0	0	0	100	
1 1/2"	0.0	0	0	100	
1"	0.0	0	0	100	
3/4"	0.0	0	0	100	
1/2"	0.0	0	0	100	
3/8"	0.0	0	0	100	
No. 4	3.0	1	1	99	
Pasa No.4					
<b>S U M A S</b>					

#### MATERIAL TAMIZADO POR LA MALLA No. 4

Peso Neto :

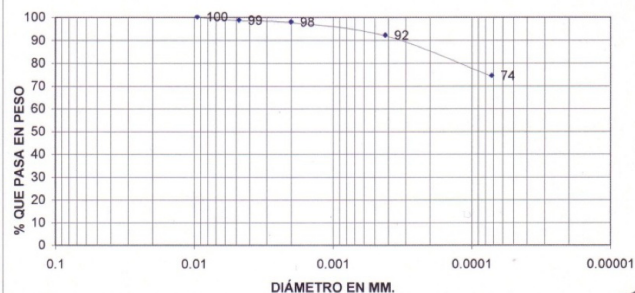
Malla	Peso Retenido Parcial (Grs.)	% Retenido Parcial	% Retenido Acumulado	% Que Pasa la Malla	Observaciones
No. 8	1.6	1	2	98	
No. 10					
No. 16					
No. 20					
No. 30					
No. 40	11.6	6	8	92	
No. 50					
No. 60					
No. 100					
No. 200	36.2	18	26	74	
Pasan No.200	151.5	74	100	0	
<b>S U M A S</b>	203.9				

CLASIFICACIÓN :

CL, Arcilla con arena, color café.

AASHTO

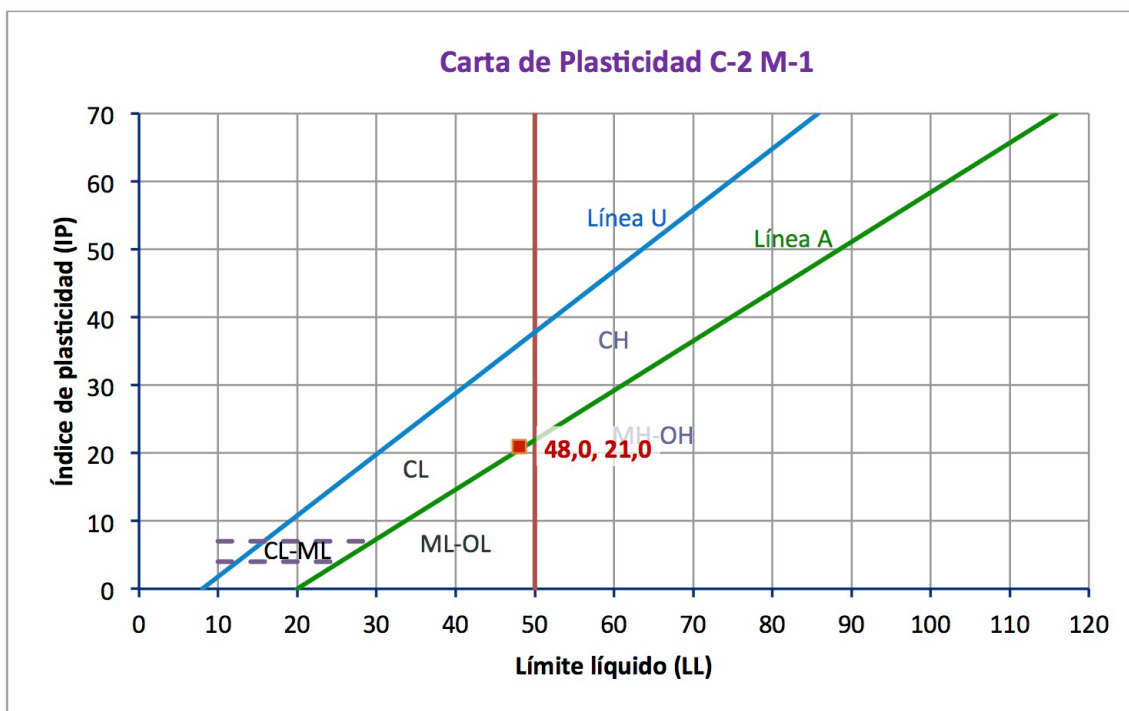
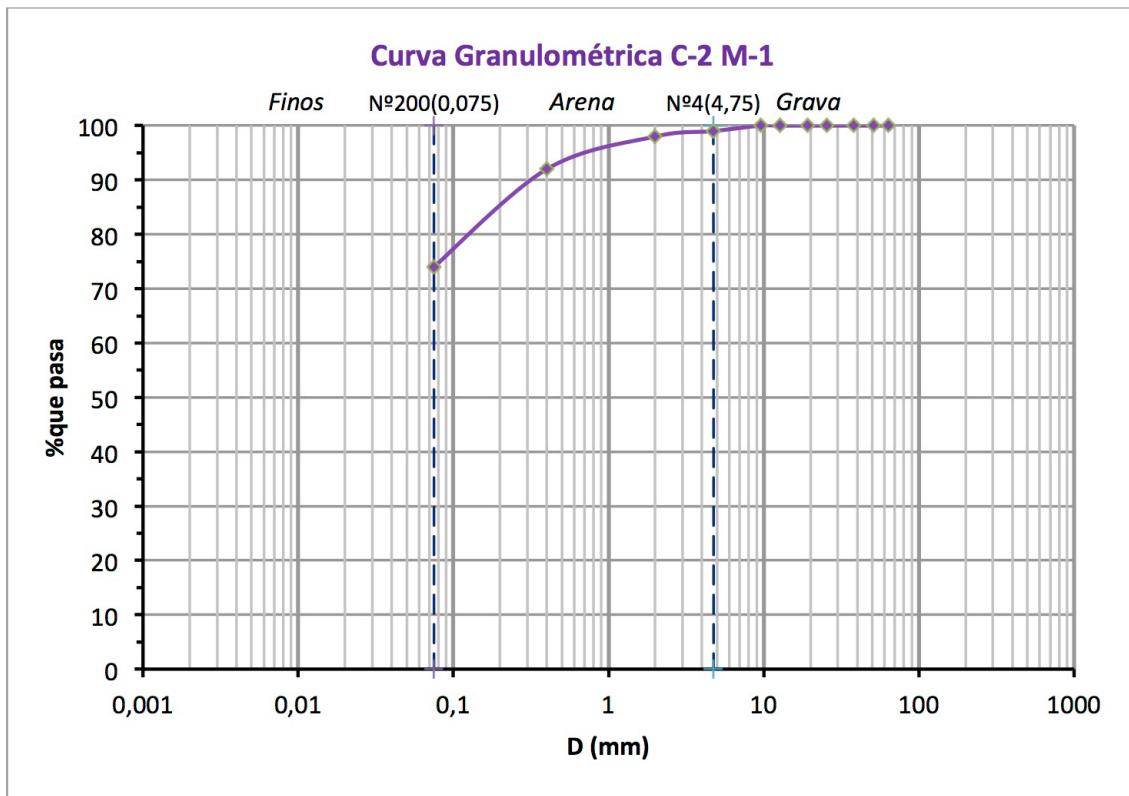
A-7-5 (15)



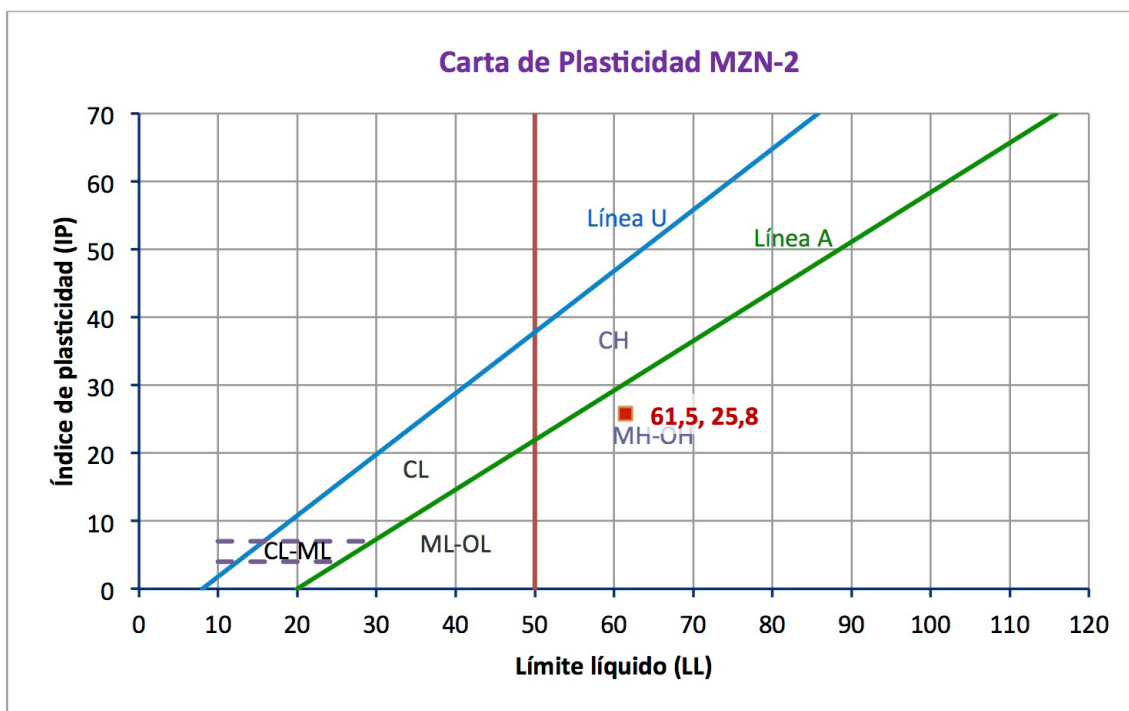
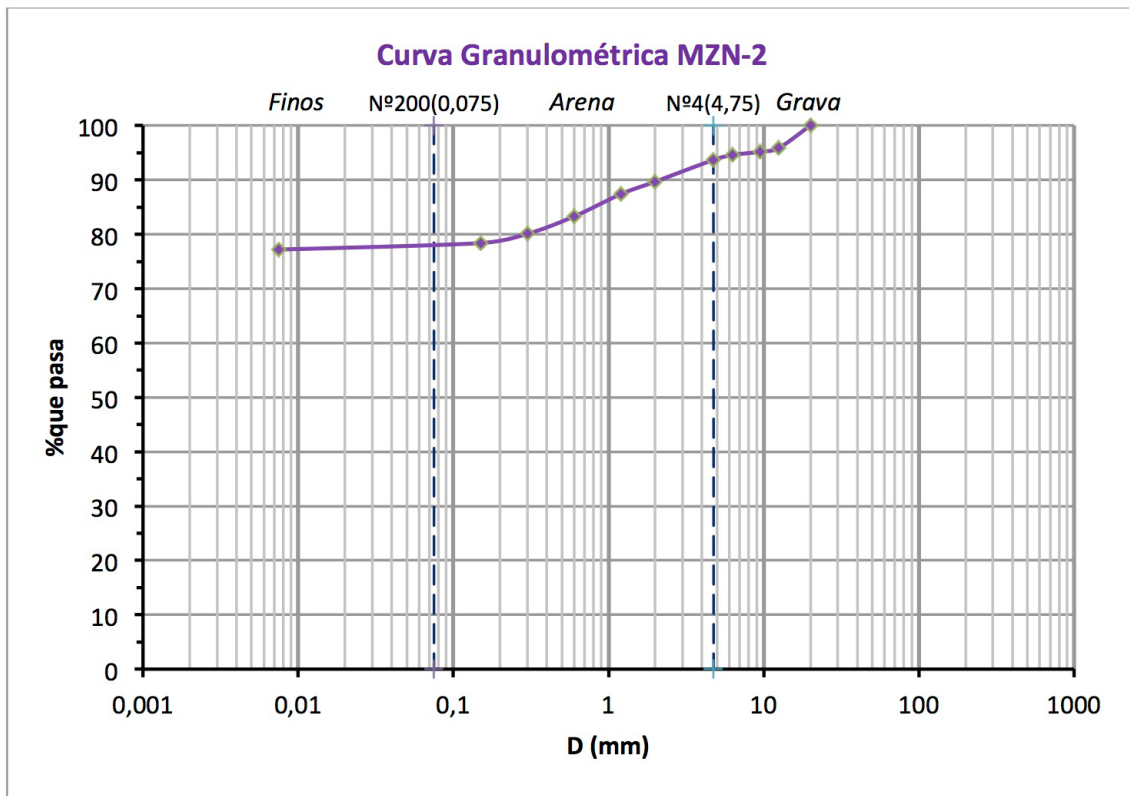
SUELOS Y MATERIALES, S.A. DE C.V.  
San Salvador, El Salvador, C.A.

Calle Los Sisimiles, Final Senda B, Edificio SM, Colonia Jardines de Miramonte, San Salvador, El Salvador  
Tel.: 2260-8630, 2260-8631, 2260-4453, Fax: 2260-4417 e-mail: suelosymateriales@integra.com.sv y suelosymateriales@hotmail.com

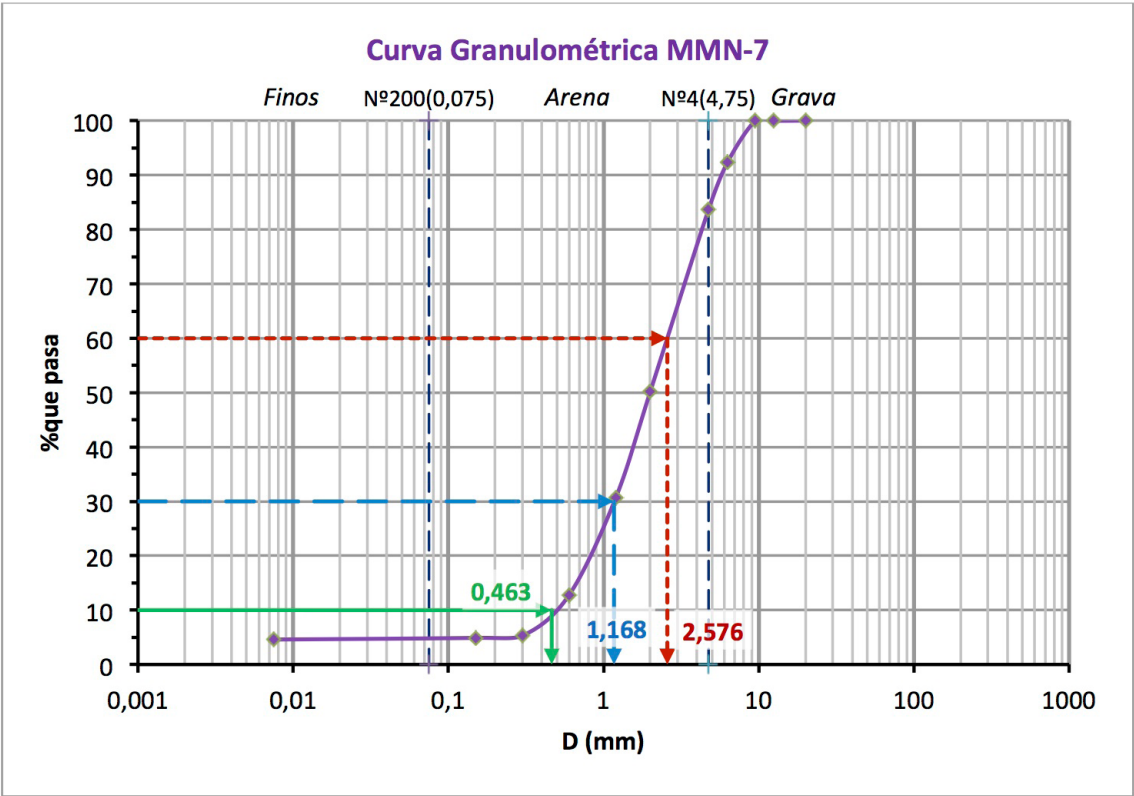




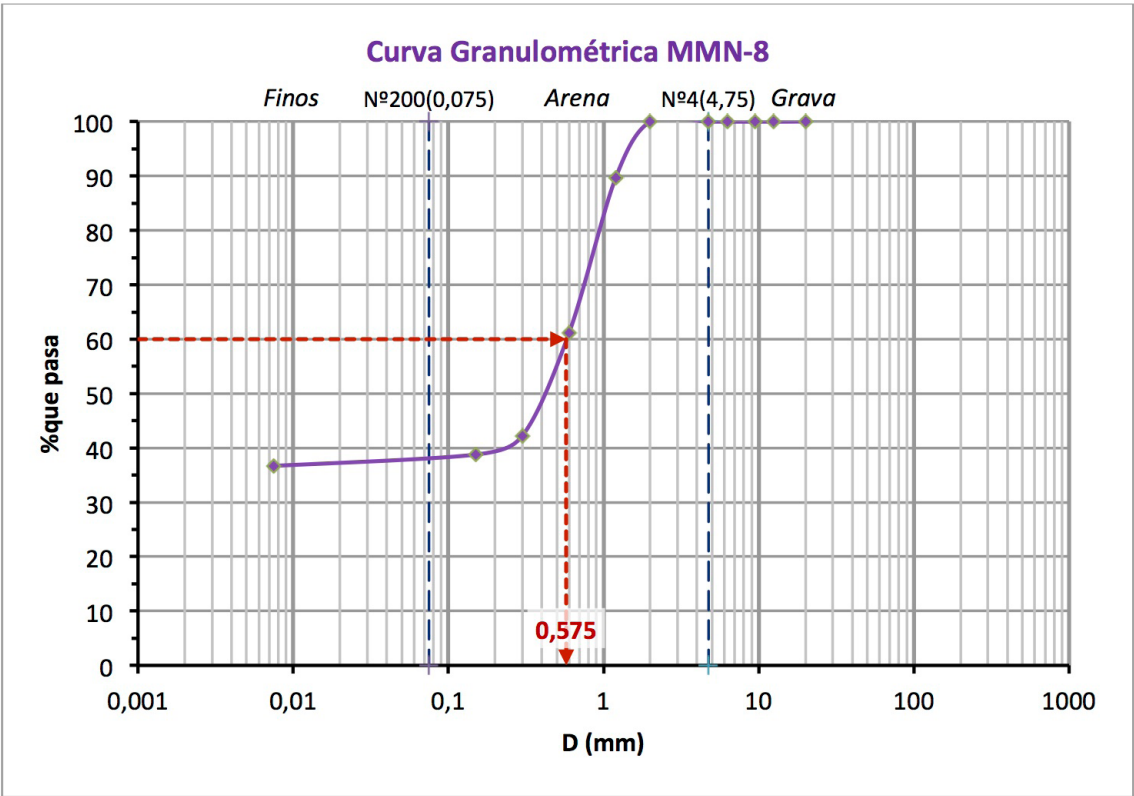
## MZN-2 Semigruesos y finos



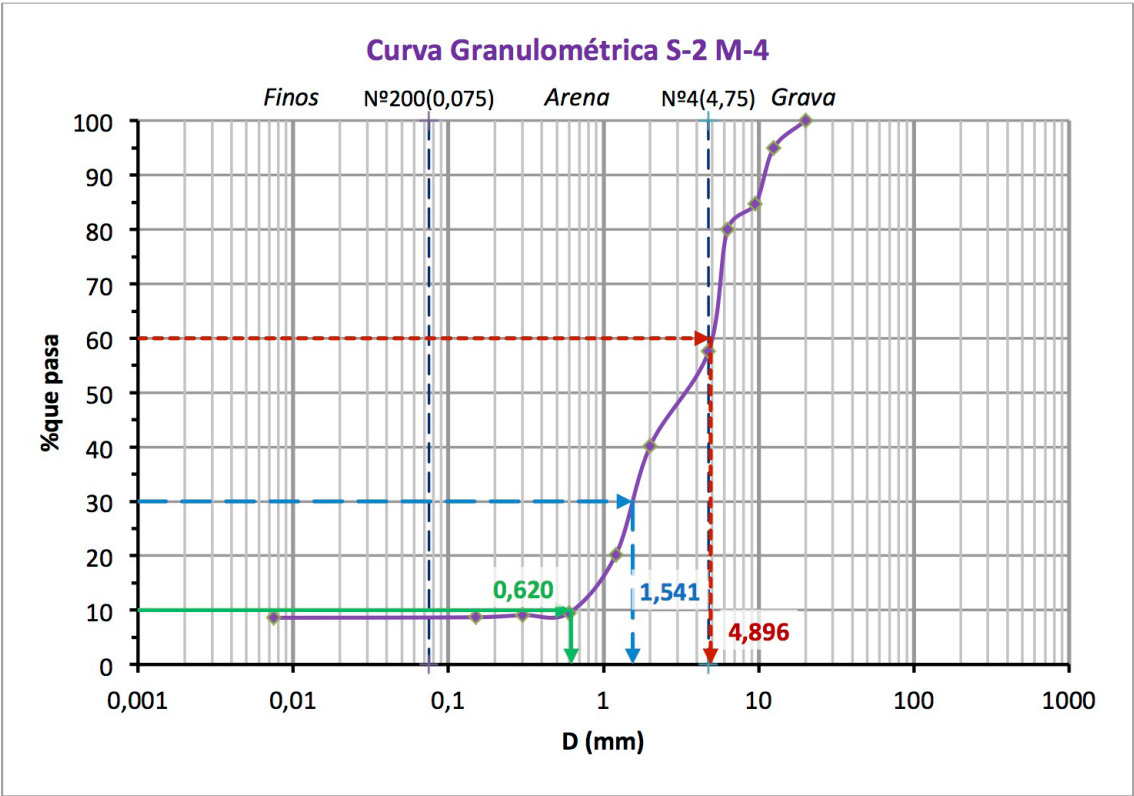
MMN-7 Semigruesos y finos



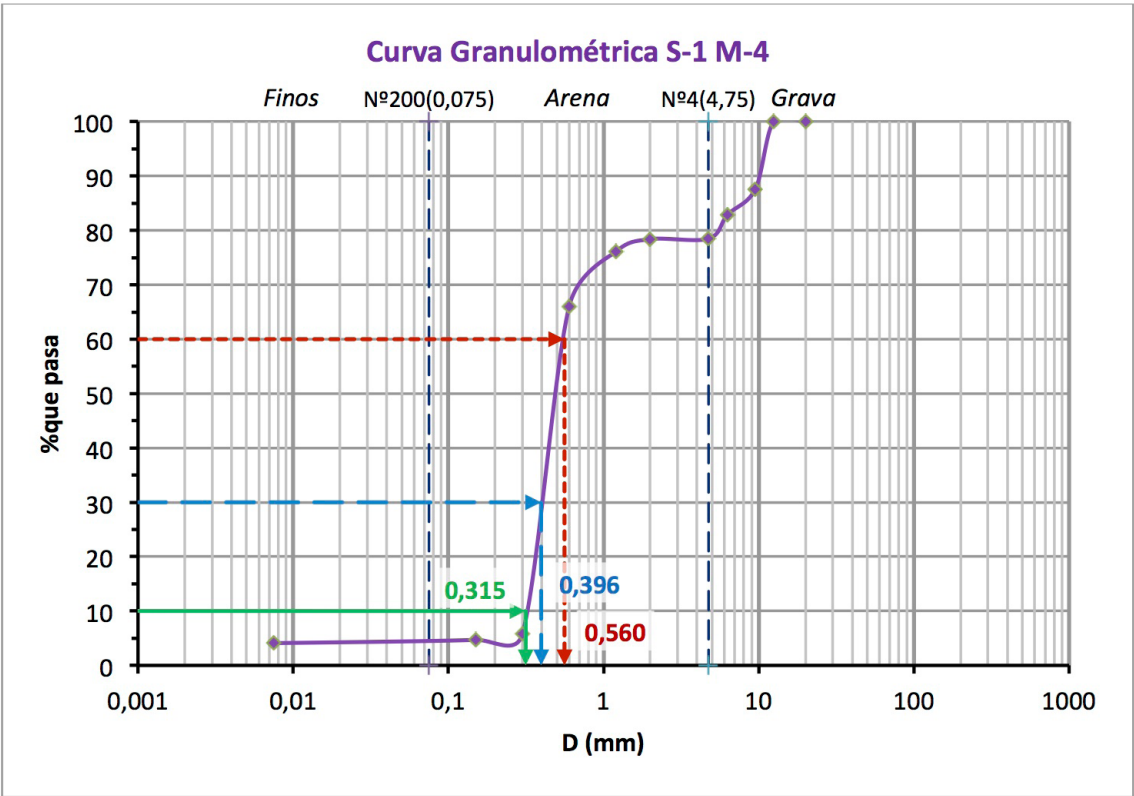
MMN-8 Finos



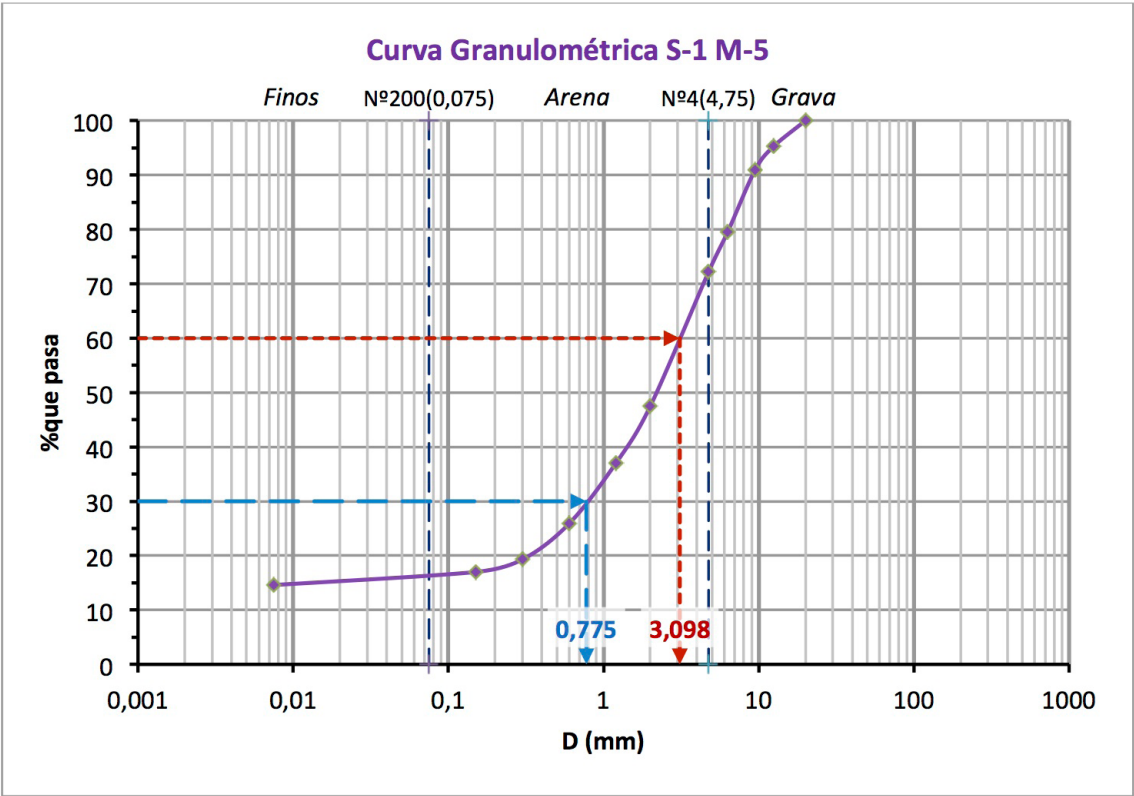
S-2 M-4 Semigruesos y finos



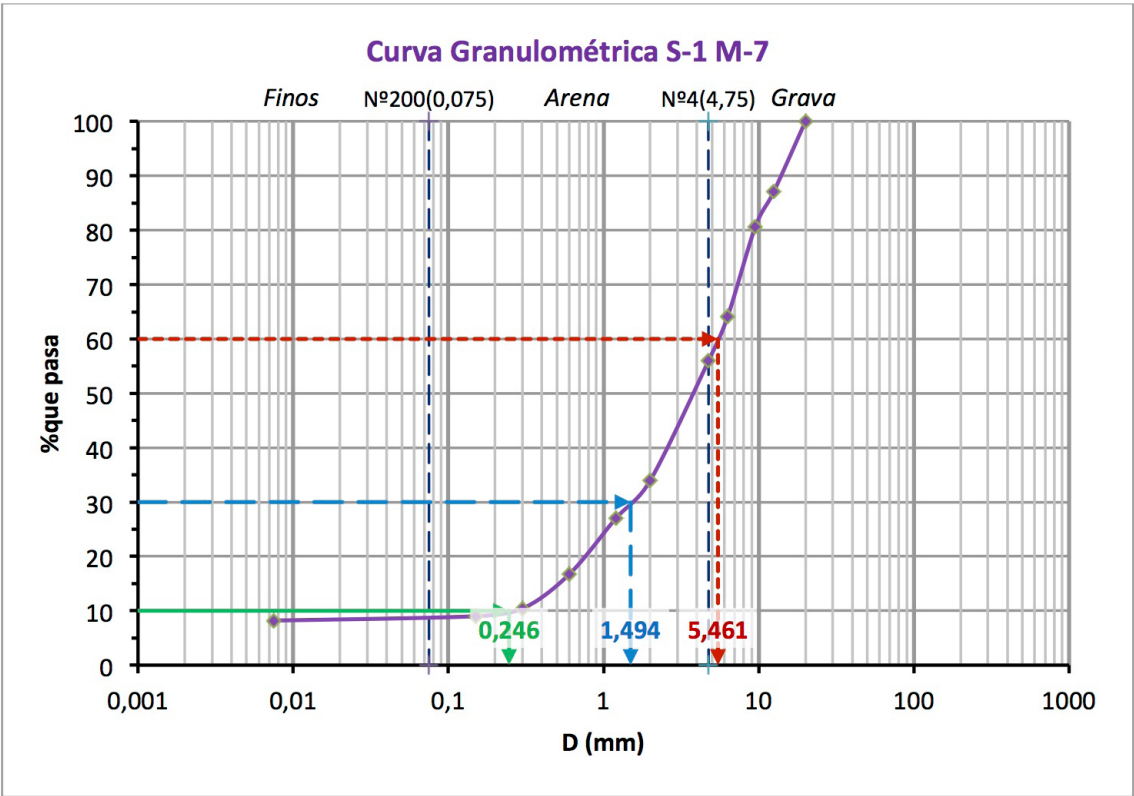
S-1 M-4 Semigruesos y finos



S-1 M-5 Semigruesos y finos

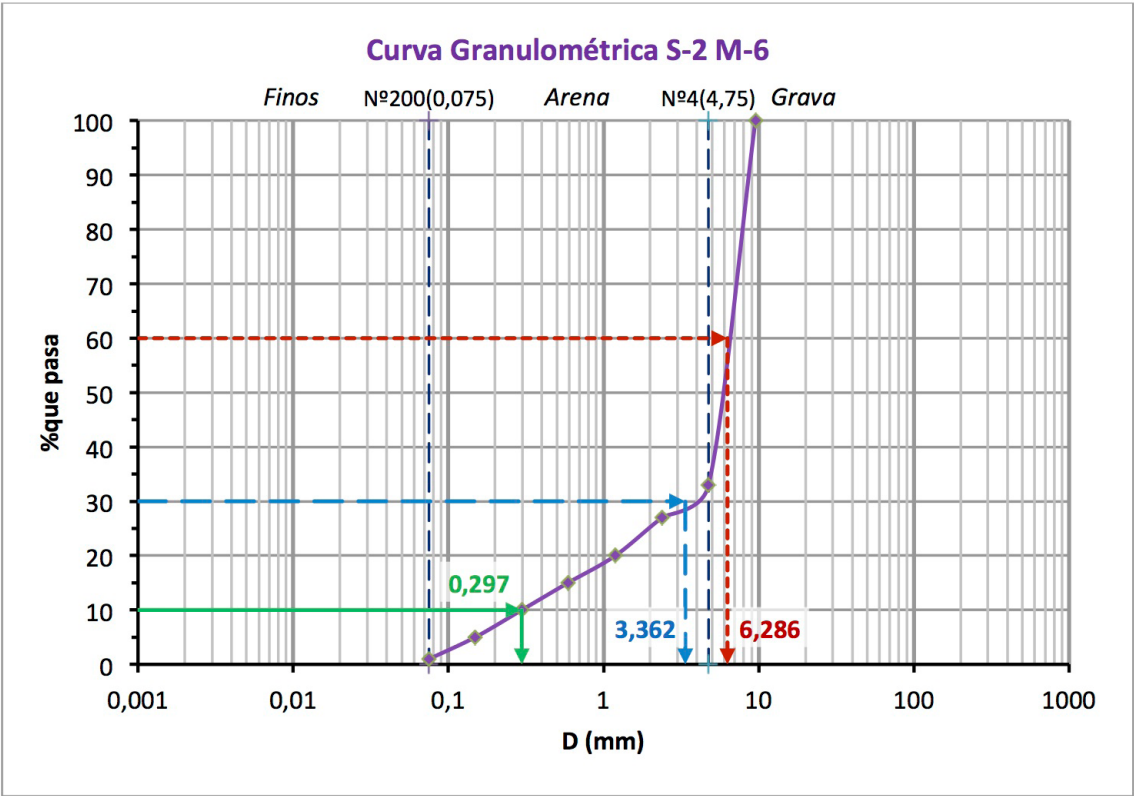


S-1 M-7 Semigruesos y finos

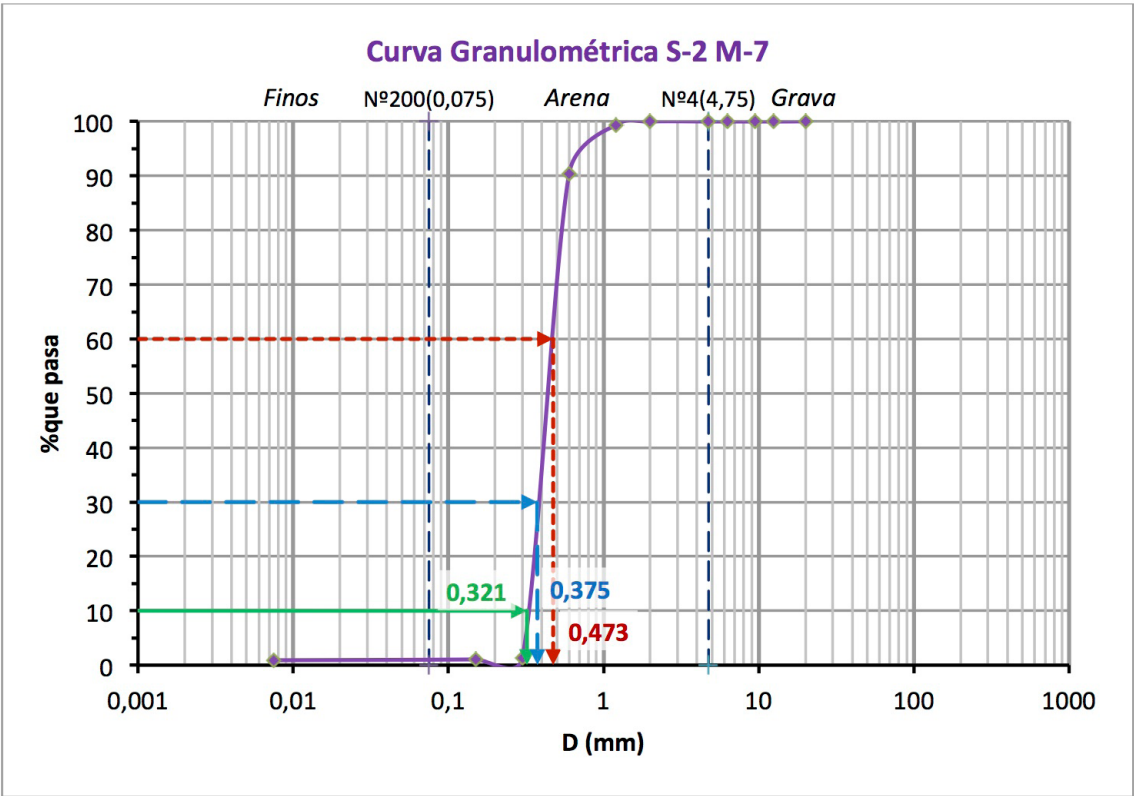




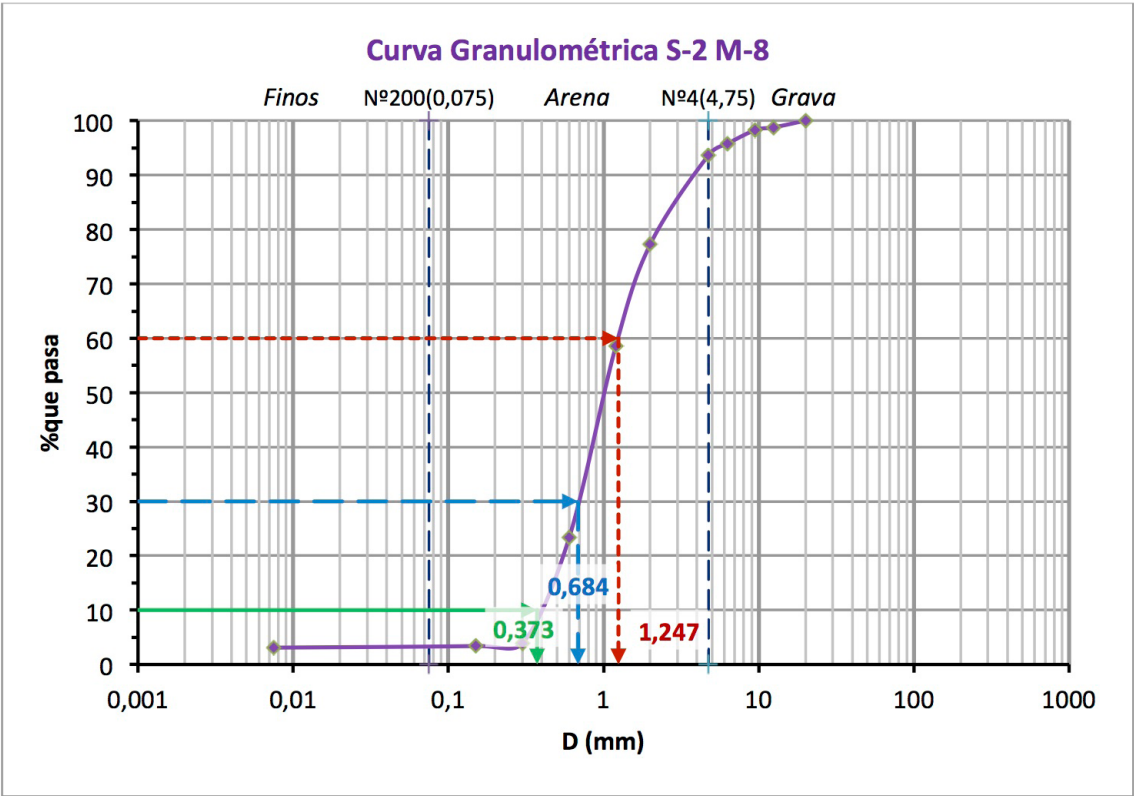
S-2 M-6 Semigruesos y finos



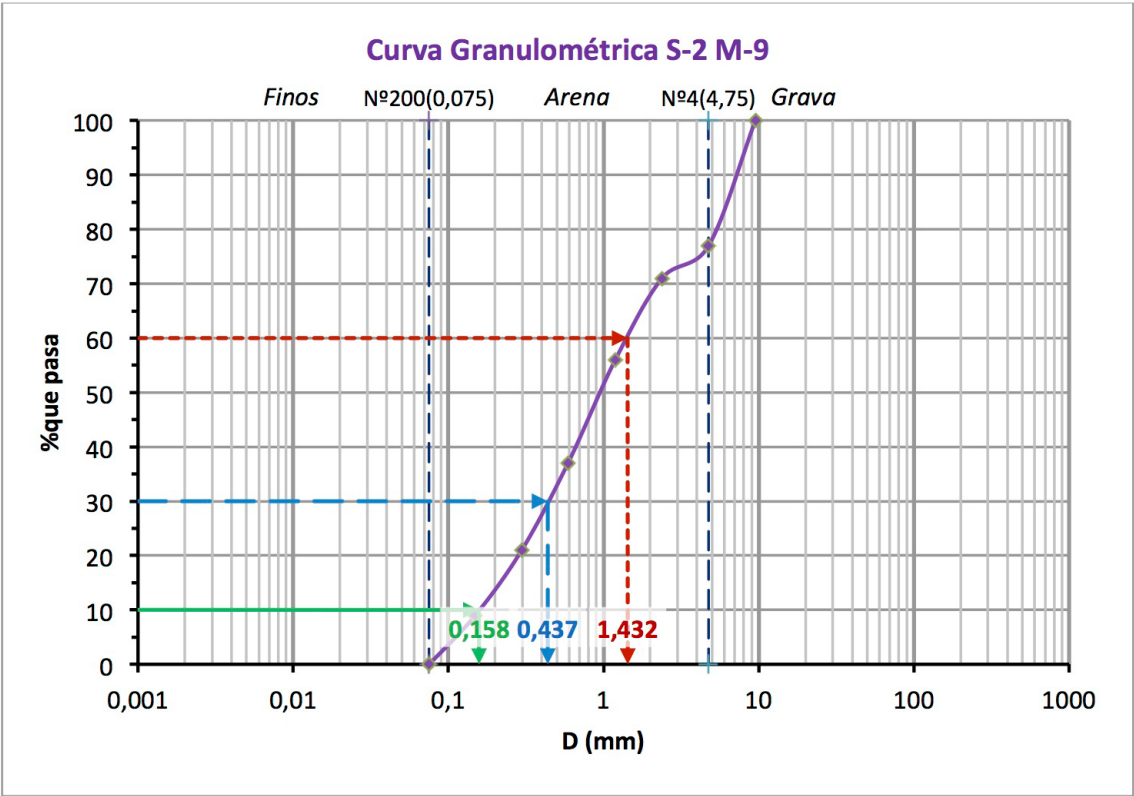
S-2 M-7 Finos



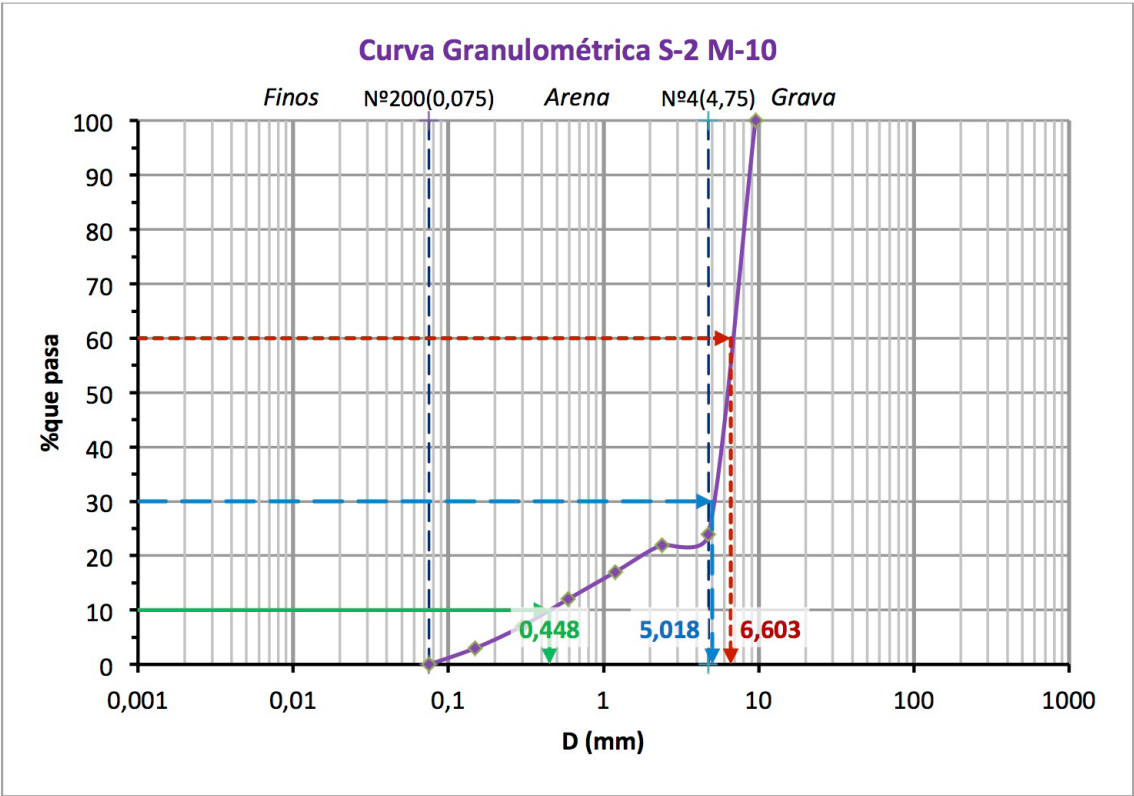
S-2 M-8 Semigruesos y finos



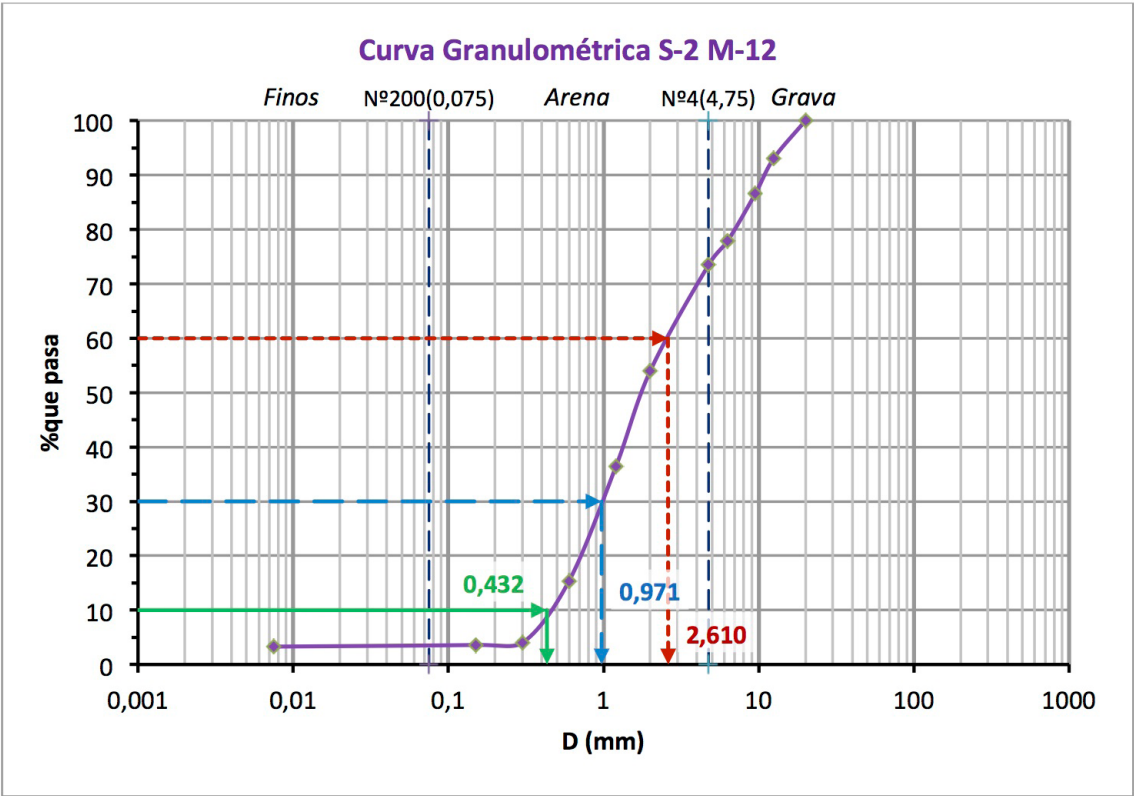
S-2 M-9 Semigruesos y finos



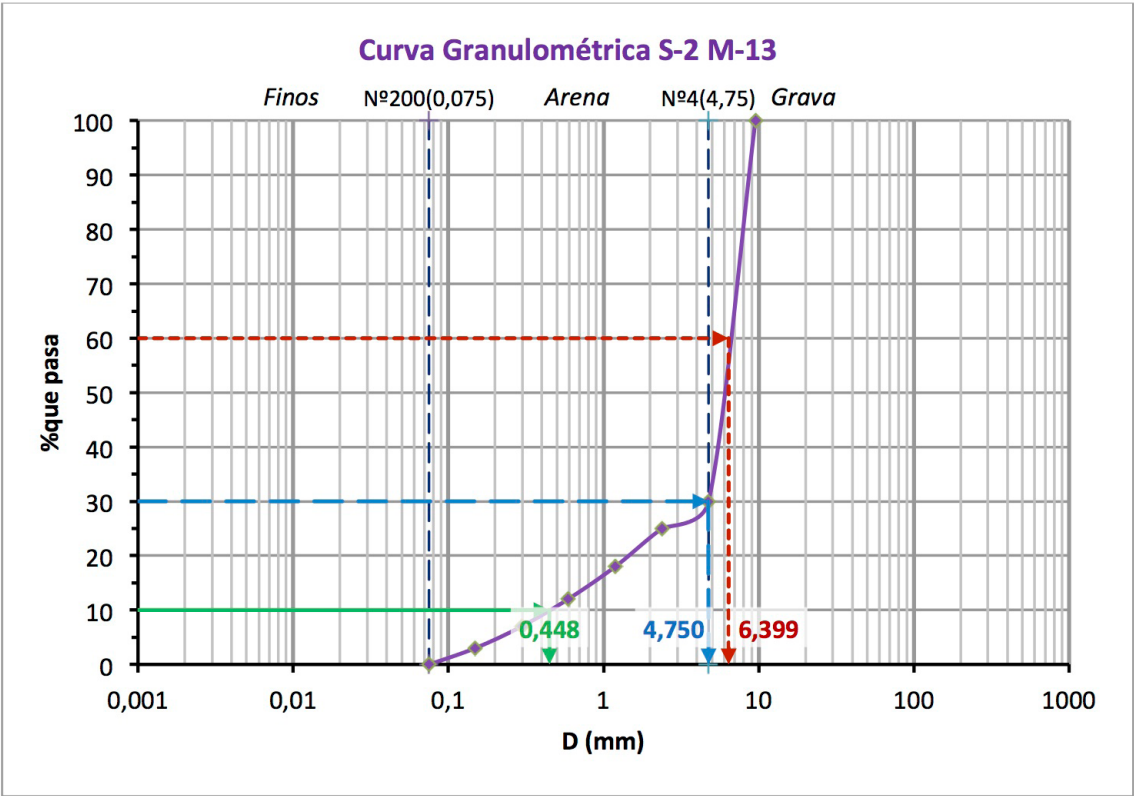
S-2 M-10 Semigruesos y finos



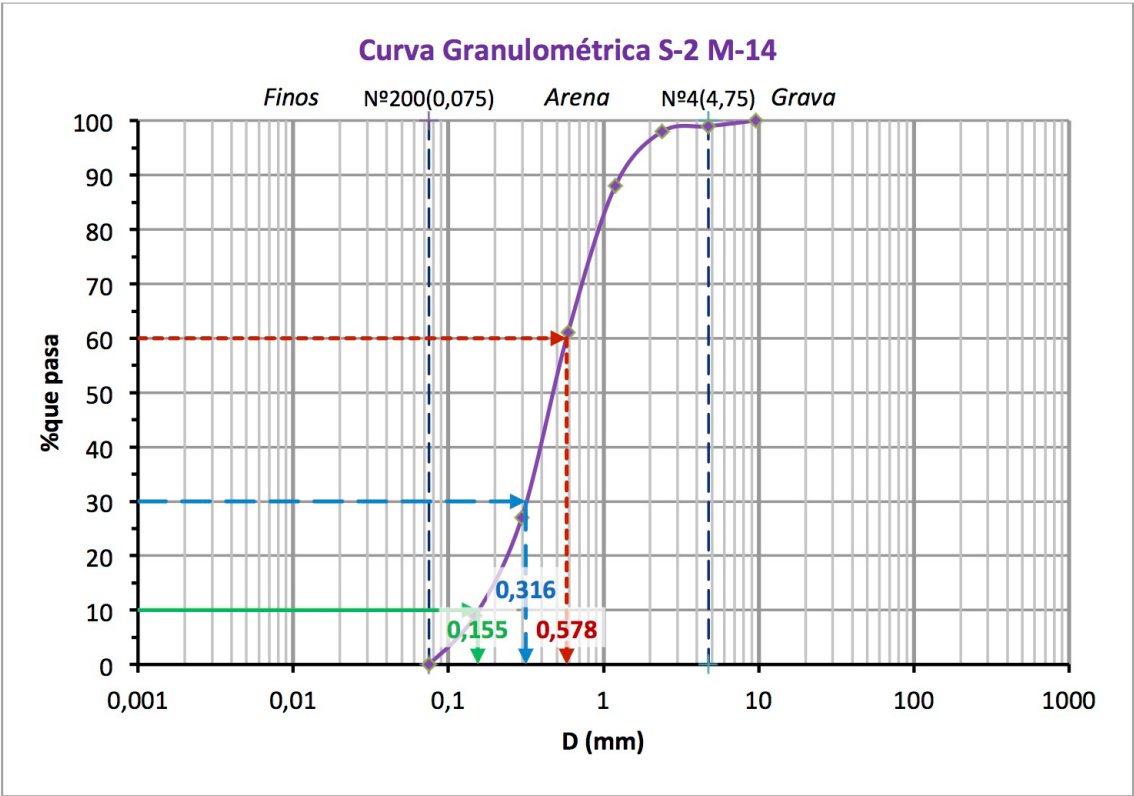
S-2 M-12 Semigruesos y finos



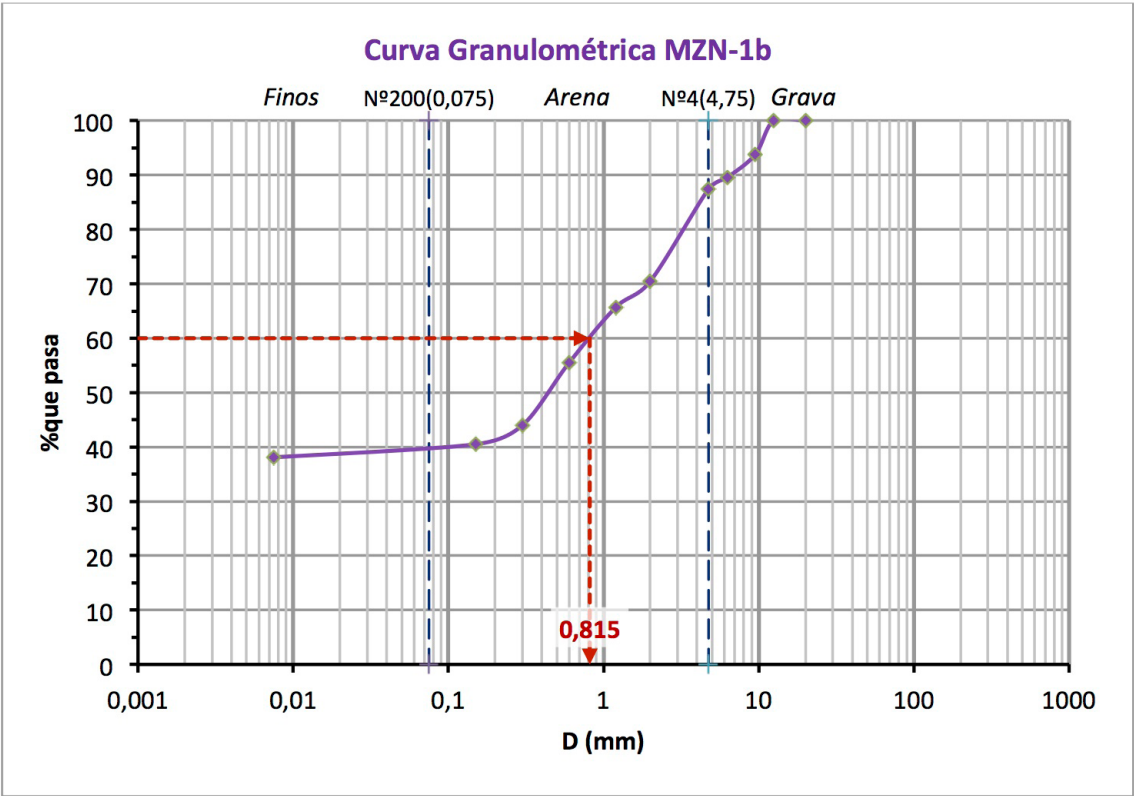
S-2 M-13 Semigruesos y finos



S-2 M-14 Semigruesos y finos

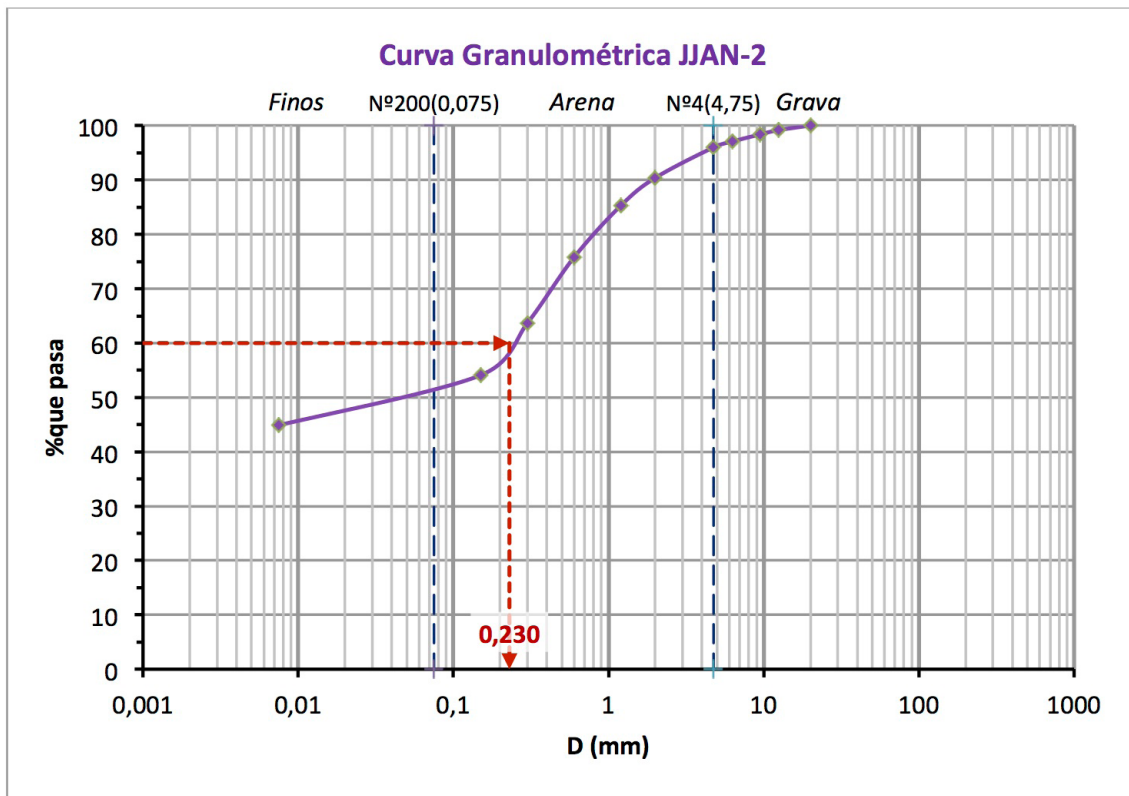


MZN-1b Semigruesos y finos





JJAN-2





## suelos y materiales, s.a. de c.v.

Consultoría en diseño y supervisión de obras, estudios de suelos y control de calidad de materiales

PROYECTO : DESLIZAMIENTO CAUCE DEL RIO JIBOA

MUESTRA DE SUELO: J-C3

PROFUNDIDAD : 2.20 - 2.45 m.

FECHA : 11 de junio de 2008

### ANÁLISIS GRANULOMÉTRICO ASTM D 422-02

Peso Bruto : 448.3 gr. Tara, gr: 50.0 Peso Neto : 398.3

#### MATERIAL GRUESO

Malla	Peso Retenido Parcial (Grs.)	% Retenido Parcial	% Retenido Acumulado	% Que Pasa la Malla	Observaciones
2 1/2"	0.0	0	0	100	
2"	0.0	0	0	100	
1 1/2"	0.0	0	0	100	
1"	0.0	0	0	100	
3/4"	0.0	0	0	100	
1/2"	0.0	0	0	100	
3/8"	0.0	0	0	100	
No. 4	1.8	0.5	0	100	
Pasa No.4					
<b>S U M A S</b>					

#### MATERIAL TAMIZADO POR LA MALLA No. 4

Peso Neto :

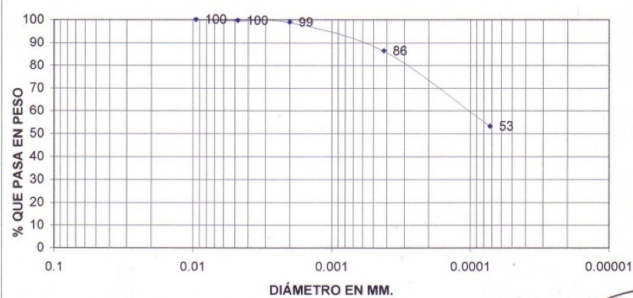
Malla	Peso Retenido Parcial (Grs.)	% Retenido Parcial	% Retenido Acumulado	% Que Pasa la Malla	Observaciones
No. 8					P.S.C. (gr) = 396.6
No. 10	3.4	1	1	99	$\omega(\%) = 0.44$
No. 16					
No. 20					
No. 30					
No. 40	49.5	12	14	86	GRAVA 0%
No. 50					ARENA 47%
No. 60					FINOS 53%
No. 100					
No. 200	131.6	33	47	53	
Pasan No.200	210.3	53	100	0	
<b>S U M A S</b>	396.6				

CLASIFICACIÓN :

CL, Arcilla arenosa, color gris.

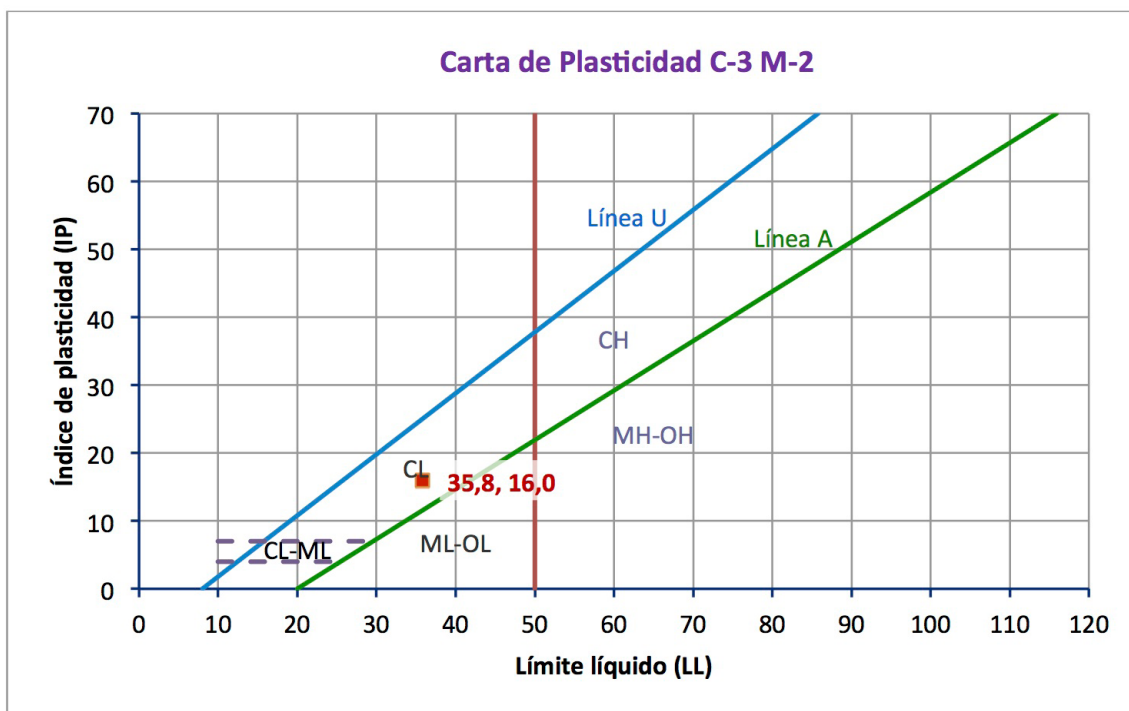
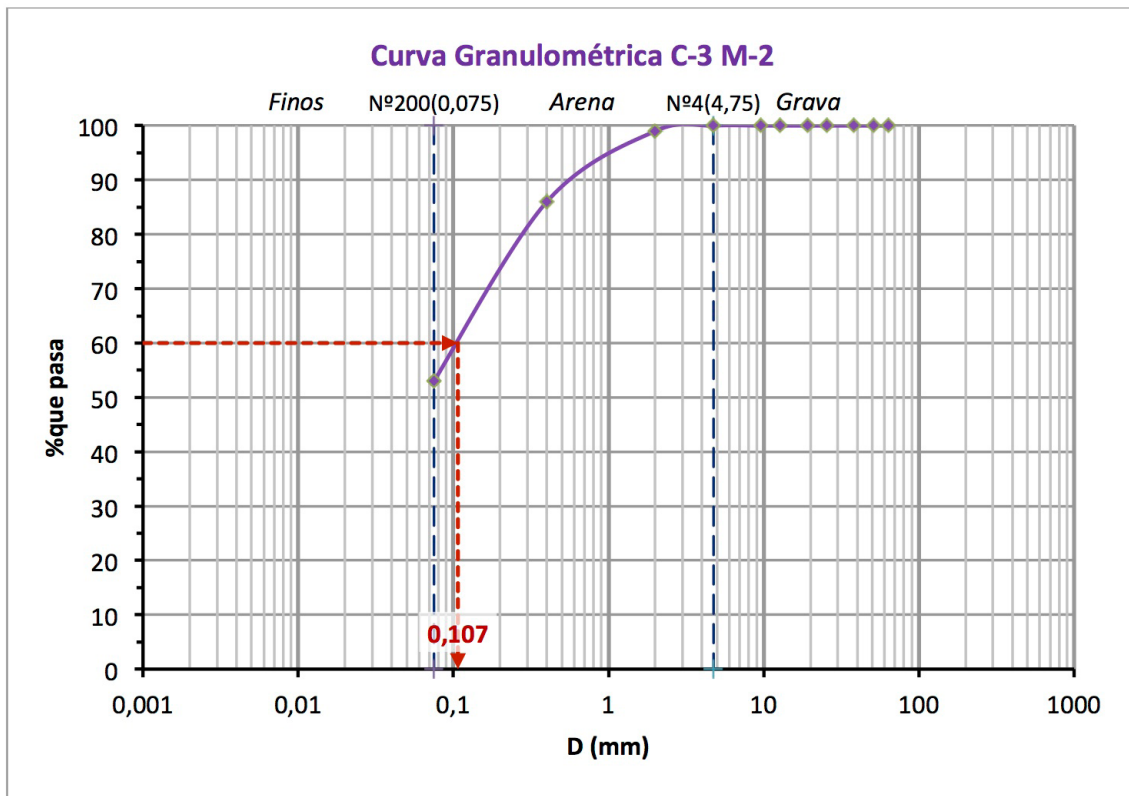
AASHTO

A-4 (2)

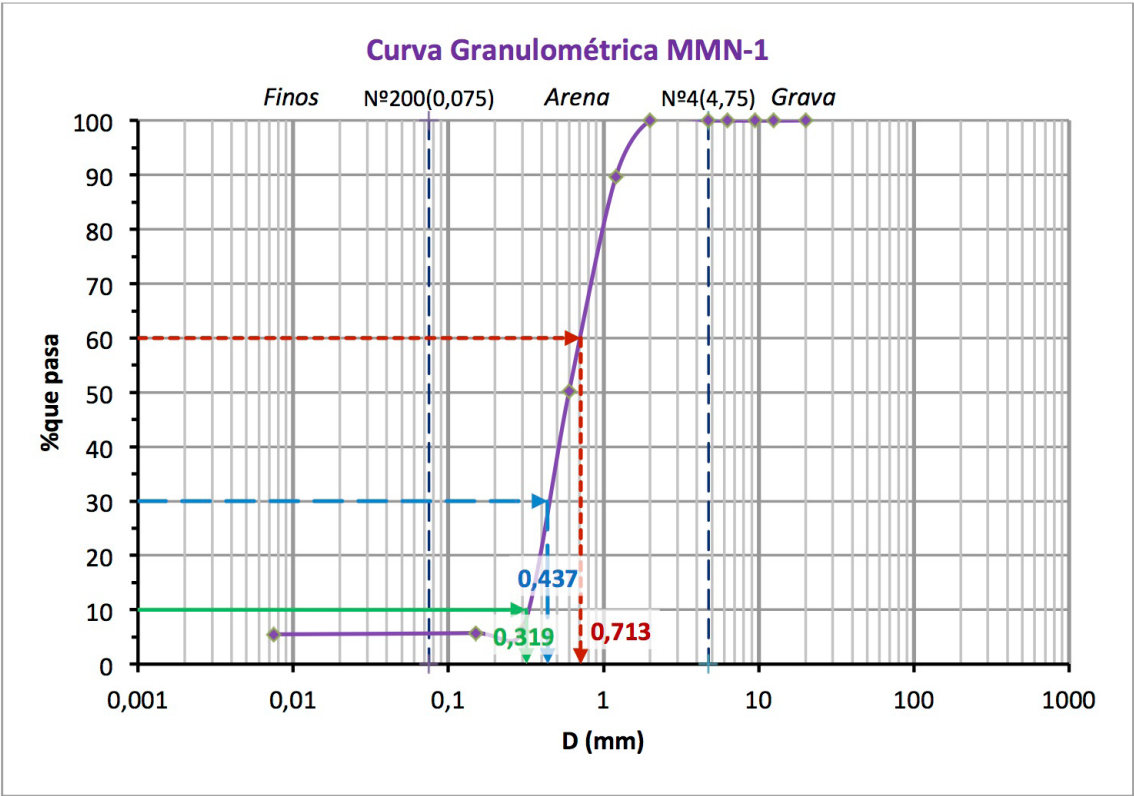


SUELOS Y MATERIALES, S.A. DE C.V.  
San Salvador, El Salvador, C.A.

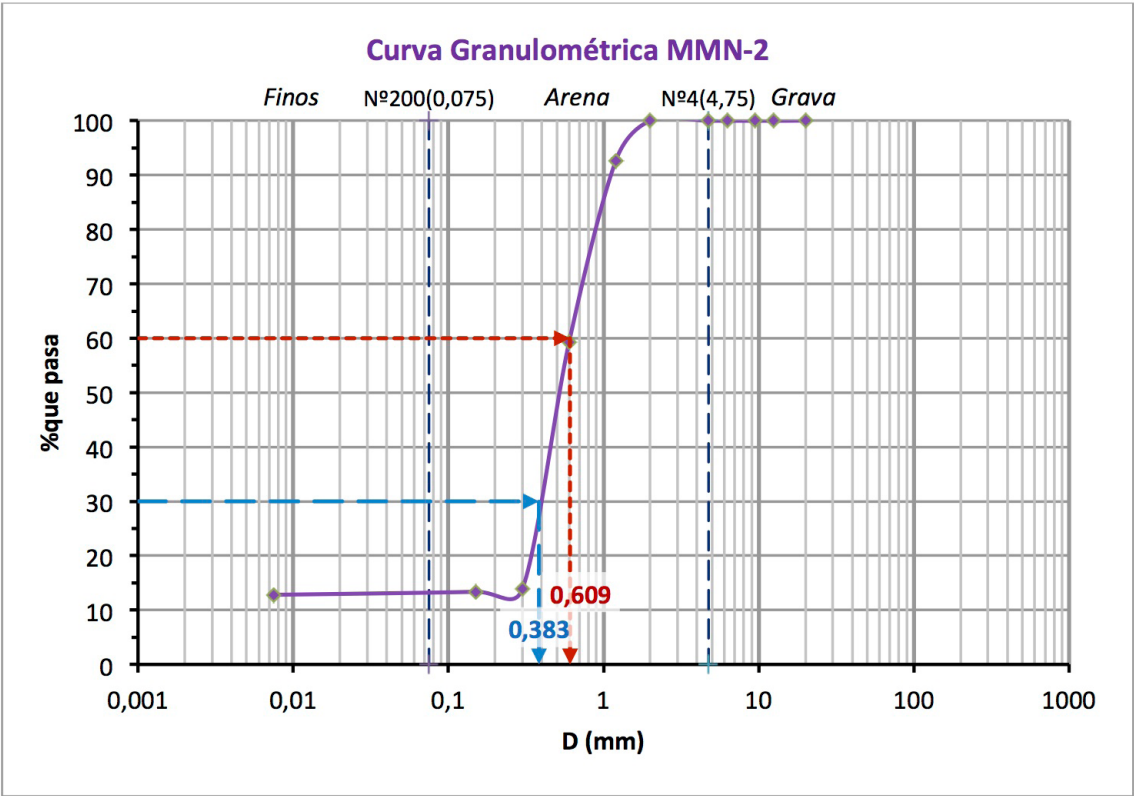
Calle Los Sisimiles, Final Senda B, Edificio SM, Colonia Jardines de Miramonte, San Salvador, El Salvador  
Tel.: 2260-8630, 2260-8631, 2260-4453, Fax: 2260-4417 e-mail: suelosymateriales@integra.com.sv y suelosymateriales@hotmail.com



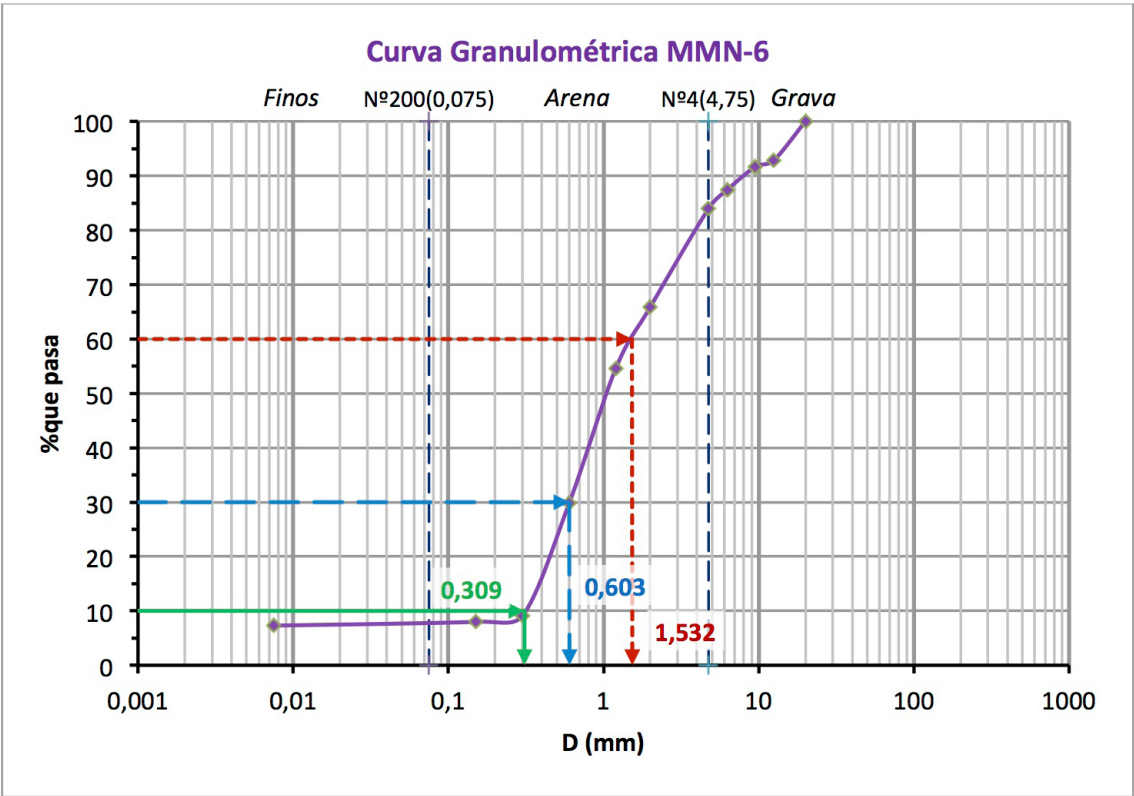
MMN-1 Finos



MMN-2 Finos



MMN-6 Semigruesos y finos







## suelos y materiales, s.a. de c.v.

Consultoría en diseño y supervisión de obras, estudios de suelos y control de calidad de materiales

PROYECTO : DESLIZAMIENTO CAUCE DEL RIO JIBOA

MUESTRA DE SUELO: J-C3

PROFUNDIDAD : ---

FECHA : 15 de mayo de 2008

### ANÁLISIS GRANULOMÉTRICO ASTM D 422-02

Peso Bruto : 429.7 gr. Tara, gr: 50.0 Peso Neto : 379.7

#### MATERIAL GRUESO

Malla	Peso Retenido Parcial ( Grs.)	% Retenido Parcial	% Retenido Acumulado	% Que Pasa la Malla	Observaciones
2 1/2"	0.0	0	0	100	
2"	0.0	0	0	100	
1 1/2"	0.0	0	0	100	
1"	0.0	0	0	100	
3/4"	0.0	0	0	100	
1/2"	0.0	0	0	100	
3/8"	0.0	0	0	100	
No. 4	17.0	5	5	95	
Pasa No.4					
<b>S U M A S</b>					

#### MATERIAL TAMIZADO POR LA MALLA No. 4

Peso Neto :

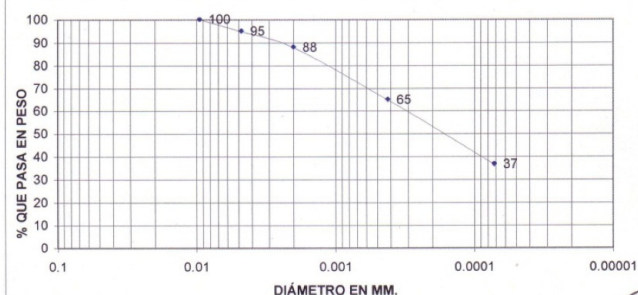
Malla	Peso Retenido Parcial ( Grs.)	% Retenido Parcial	% Retenido Acumulado	% Que Pasa la Malla	Observaciones
No. 8					P.S.C. (gr) = 331.0
No. 10	23.0	7	12	88	$\omega (\%) = 14.7$
No. 16					
No. 20					
No. 30					
No. 40	76.2	23	35	65	GRAVA 5%
No. 50					ARENA 58%
No. 60					FINOS 37%
No. 100					
No. 200	94.0	28	63	37	
Pasan No.200	120.8	36	100	0	
<b>S U M A S</b>	331.0				

CLASIFICACIÓN :

SM, Arena limosa con pomez, café claro, con finos no plástico.

AASHTO

A-4 (0)



SUELOS Y MATERIALES, S.A. DE C.V.  
San Salvador, El Salvador, C.A.

Calle Los Sisimiles, Final Senda B, Edificio SM, Colonia Jardines de Miramonte, San Salvador, El Salvador  
Tel.: 2260-8630, 2260-8631, 2260-4453, Fax: 2260-4417 e-mail: suelosymateriales@integra.com.sv y suelosymateriales@hotmail.com

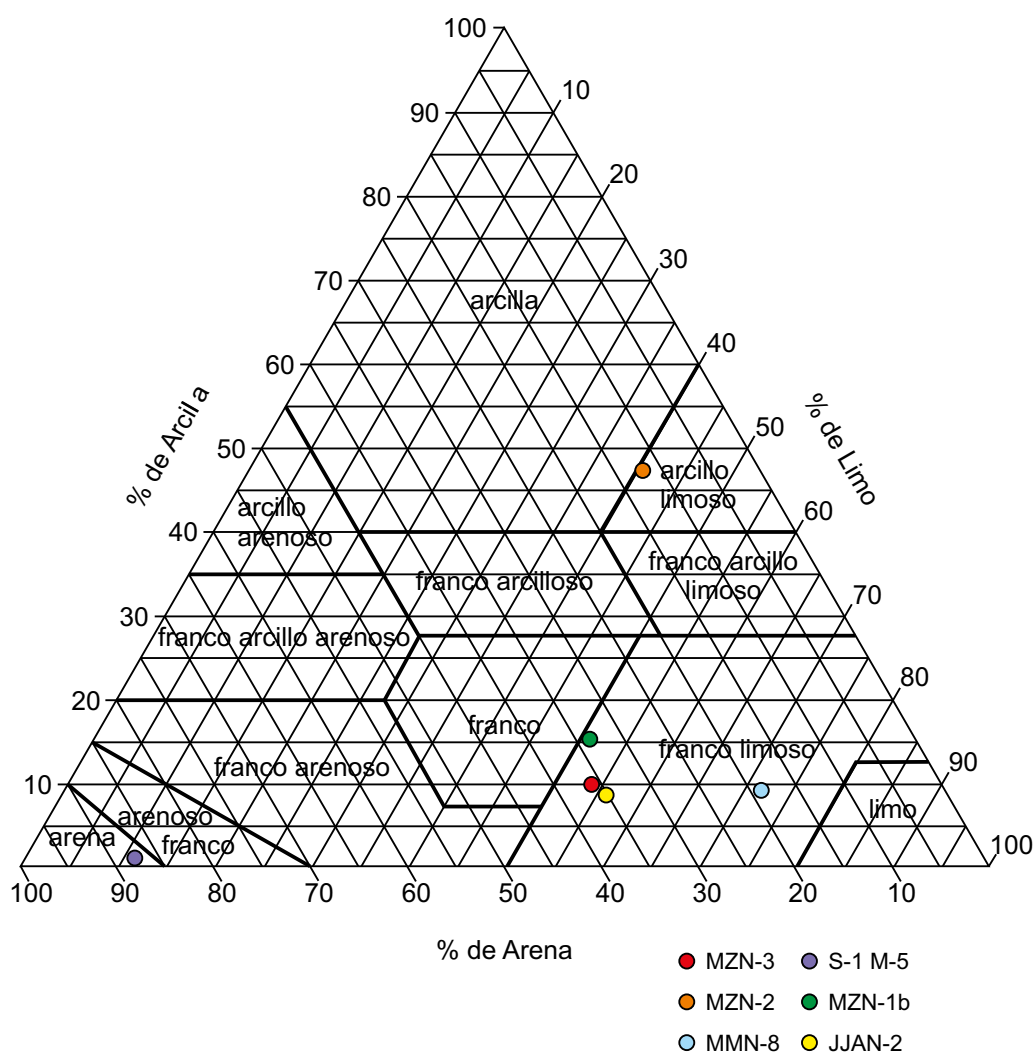
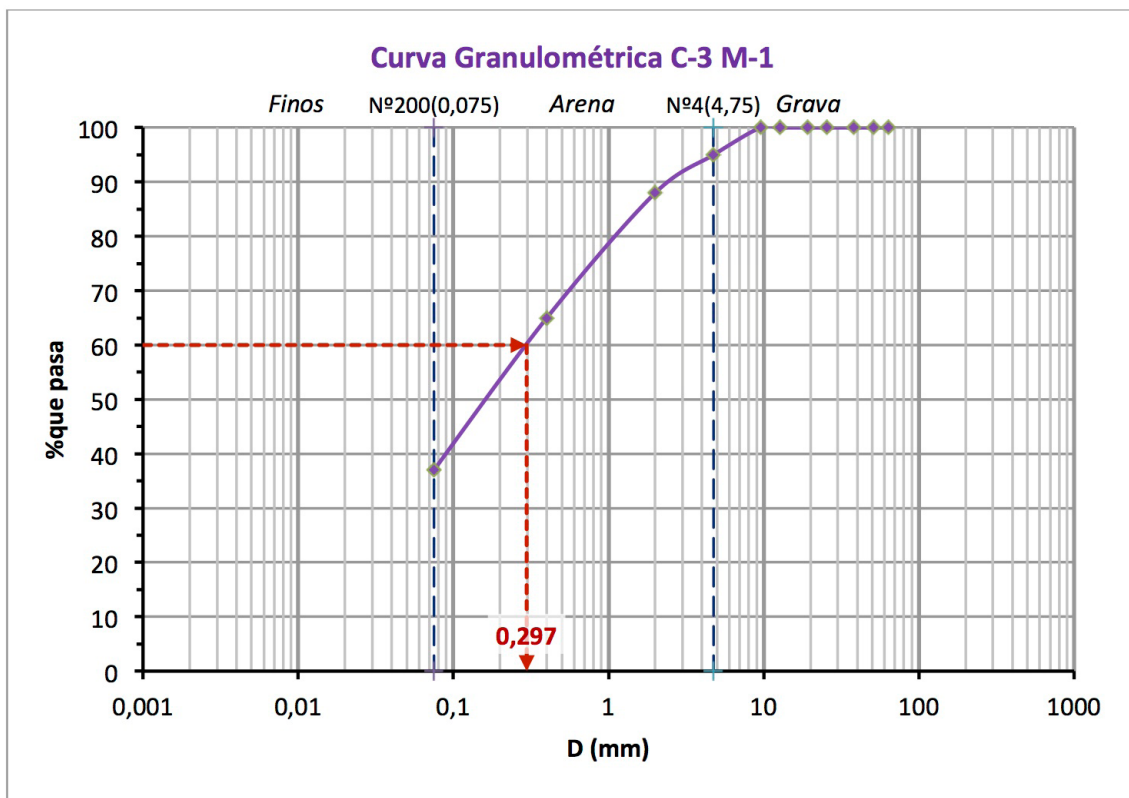


Tabla IV.4: Resultados de densidad y peso específico.

Unidad geotécnica	Muestra	Naturaleza muestra	$\rho_d$ (g/cm <sup>3</sup> ) <sup>a</sup>	$\gamma$ (kN/m <sup>3</sup> ) <sup>b</sup>
Tierra Blanca	MZN-3	Suelo	1,64	16,1
	S-1 M-1	Suelo	2,09	20,5
Toba Color Café	MZN-2	Suelo	1,38	13,5
	MMN-3	Suelo	1,82	17,8
Intercalación de rocas piroclásticas y epiclásticas	MMN-7	Suelo	1,05	10,3
	MMN-8	Suelo	1,37	13,4
	S-2 M-4	Roca	2,34	22,9
	S-2 M-5	Roca	2,19	21,5
Brecha polimíctica	S-1 M-4	Roca	2,09	20,5
	S-1 M-5	Roca	1,86	18,3
	S-1 M-7	Roca	2,22	21,8
	MMN-4	Roca	2,4	23,5
	S-2 M-7	Suelo (matriz)	1,9	18,6
	S-2 M-8	Roca	2,34	22,9
	S-2 M-11	Roca	2,56	25,1
	S-2 M-12	Roca	2,44	24
	S-2 M-13	Suelo (matriz)	1,72*	16,86*
	S-2 M-14	Suelo (matriz)	1,65*	16,17*
	MZN-1b	Suelo	1,5	14,7
Tobas no consolidadas	JJAN-1	Suelo	1,34	13,1
	C-3 M-2	Suelo	1,07	10,52
	MMN-1	Suelo	1,97	19,3
	MMN-2	Suelo	1,56	15,2
	MMN-5	Suelo	1	10
	MMN-6	Suelo	1,16	11,4

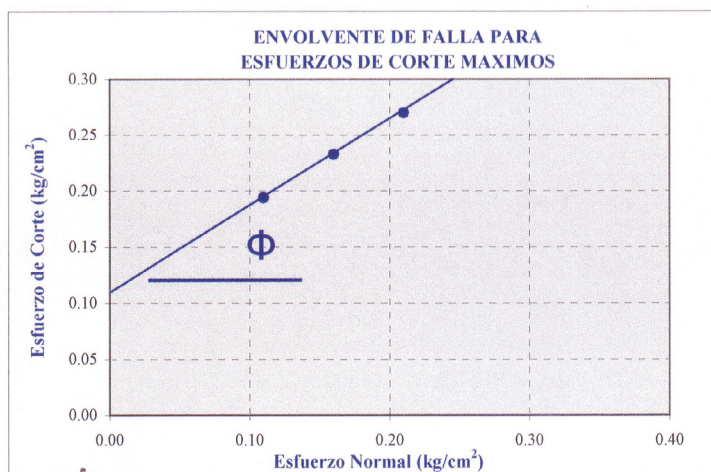
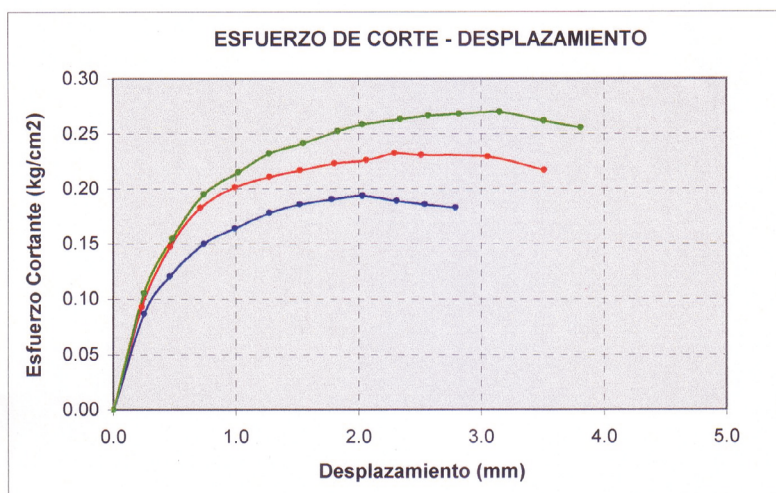
<sup>a</sup> Densidad seca

<sup>b</sup> Peso específico

\* Valores obtenidos del ensayo de corte directo


**ENSAYO DE CORTE DIRECTO DE LOS SUELOS BAJO  
CONDICIONES CONSOLIDADAS DRENADAS  
(ASTM D 3080 -04)**

Hoja 4/4

**GRAFICOS**

**GRAFICO DE ESFUERZOS  
DE CORTE MAXIMOS**

Esfuerzo Normal (kg/cm <sup>2</sup> )	Esfuerzo de Corte (kg/cm <sup>2</sup> )
0.110	0.19
0.160	0.23
0.210	0.27

Cohesión (kg/cm <sup>2</sup> )	Angulo de Fricción (grados)
0.110	37

Tec. Gustavo Moran S.  
Jefe de Laboratorio.

**SUELOS Y MATERIALES, S.A. DE C.V.**  
San Salvador, El Salvador, C.A.

Ing. Alejandro Salazar M.  
Jefe Dpto Control de Calidad de Materiales.





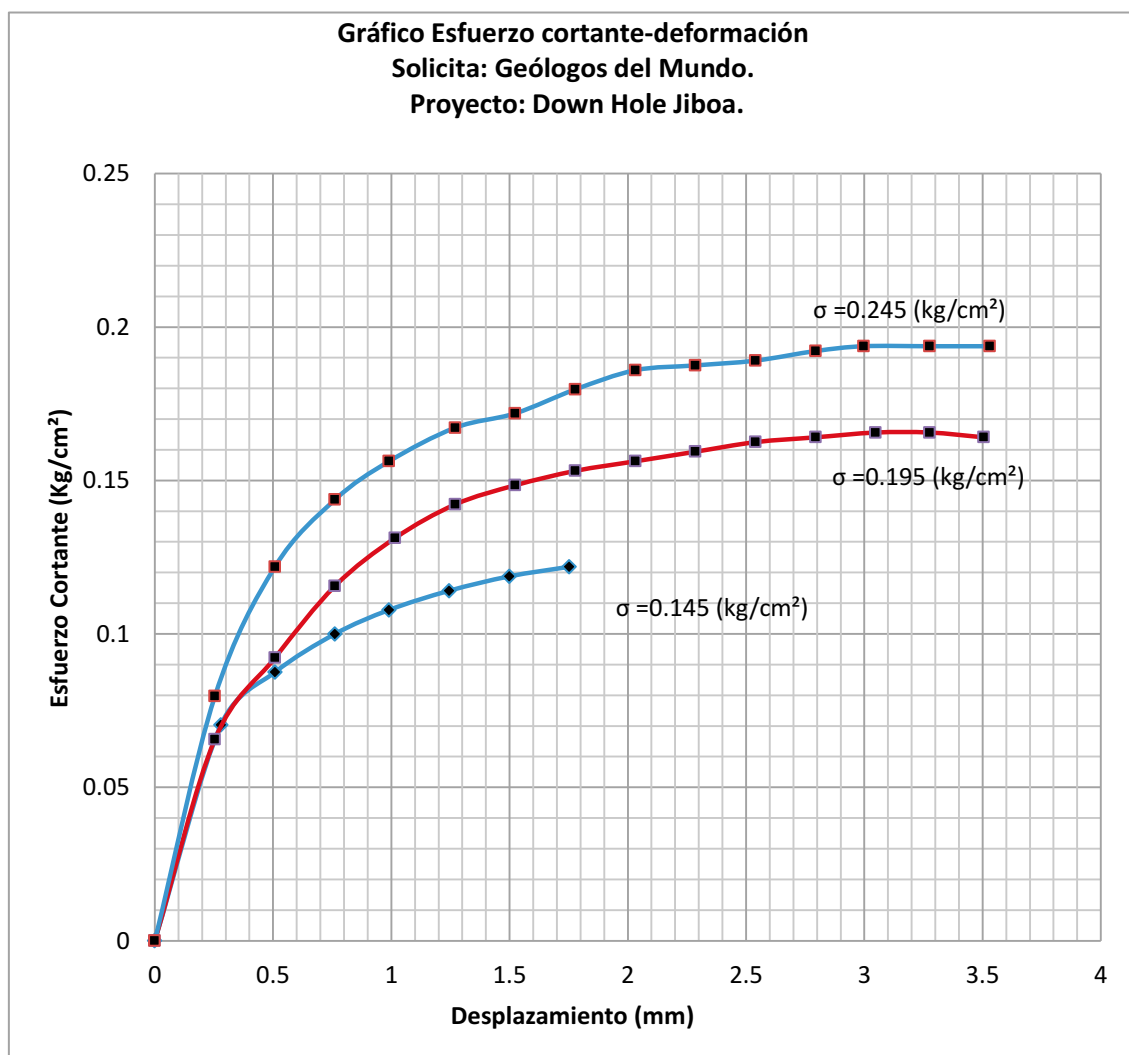
UNIVERSIDAD DE EL SALVADOR  
FACULTAD DE INGENIERIA Y ARQUITECTURA  
ESCUELA DE INGENIERIA CIVIL



ENSAYO DE CORTE DIRECTO  
ASTM D 2850

Solicita: Geólogos del Mundo  
Proyecto: Down Hole Jiboa  
Ubicación:  
Muestra No. S-2 M-13  
Sondeo No. 2  
Profundidad: 32.25m a 35.10m

No. Solicitud  
Hoja No. 9/16  
Laboratorista C. Morataya  
Elaboró E. Lopez  
Fecha Agosto de 2012



Ing. Ramón Evelio López  
Jefe del Laboratorio







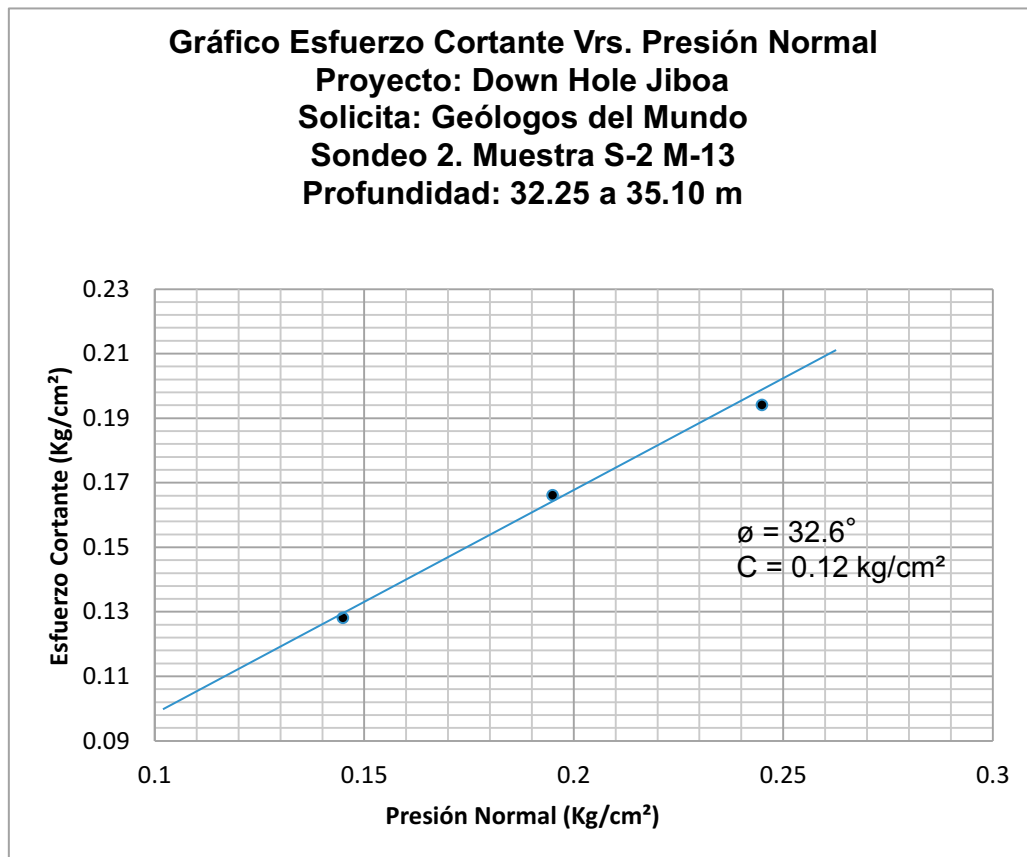
UNIVERSIDAD DE EL SALVADOR  
FACULTAD DE INGENIERIA Y ARQUITECTURA  
ESCUELA DE INGENIERIA CIVIL



ENSAYO DE CORTE DIRECTO  
ASTM D 2850

Solicita: Geólogos del Mundo  
Proyecto: Down Hole Jiboa  
Ubicación: \_\_\_\_\_  
Muestra No. S-2 M-13  
Sondeo No. 2  
Profundidad: 32.25m a 35.10m

No. Solicitud \_\_\_\_\_  
Hoja No. 10/16  
Laboratorista C. Morataya  
Elaboró E. Lopez  
Fecha Agosto de 2012



Ing. Ramón Evelio López  
Jefe del Laboratorio





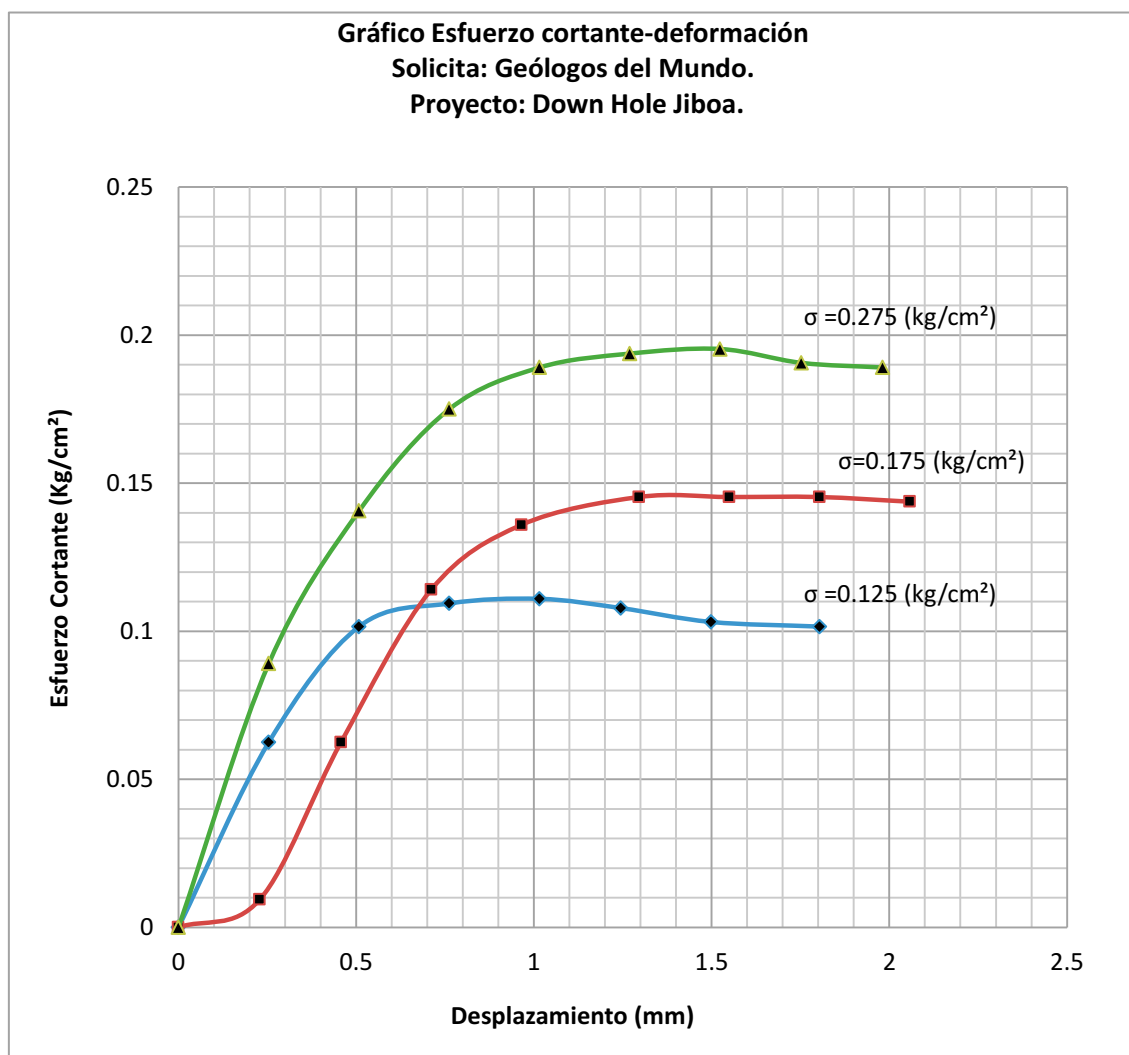
UNIVERSIDAD DE EL SALVADOR  
FACULTAD DE INGENIERIA Y ARQUITECTURA  
ESCUELA DE INGENIERIA CIVIL



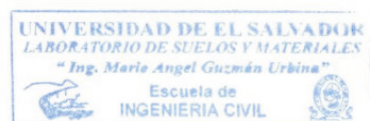
ENSAYO DE CORTE DIRECTO  
ASTM D 2850

Solicita: Geólogos del Mundo  
Proyecto: Down Hole Jiboa  
Ubicación:  
Muestra No. S-2 M-14  
Sondeo No. 2  
Profundidad: 45.85m

No. Solicitud  
Hoja No. 4/16  
Laboratorista C. Morataya  
Elaboró E. Lopez  
Fecha Agosto de 2012



Ing. Ramón Evelio López  
Jefe del Laboratorio





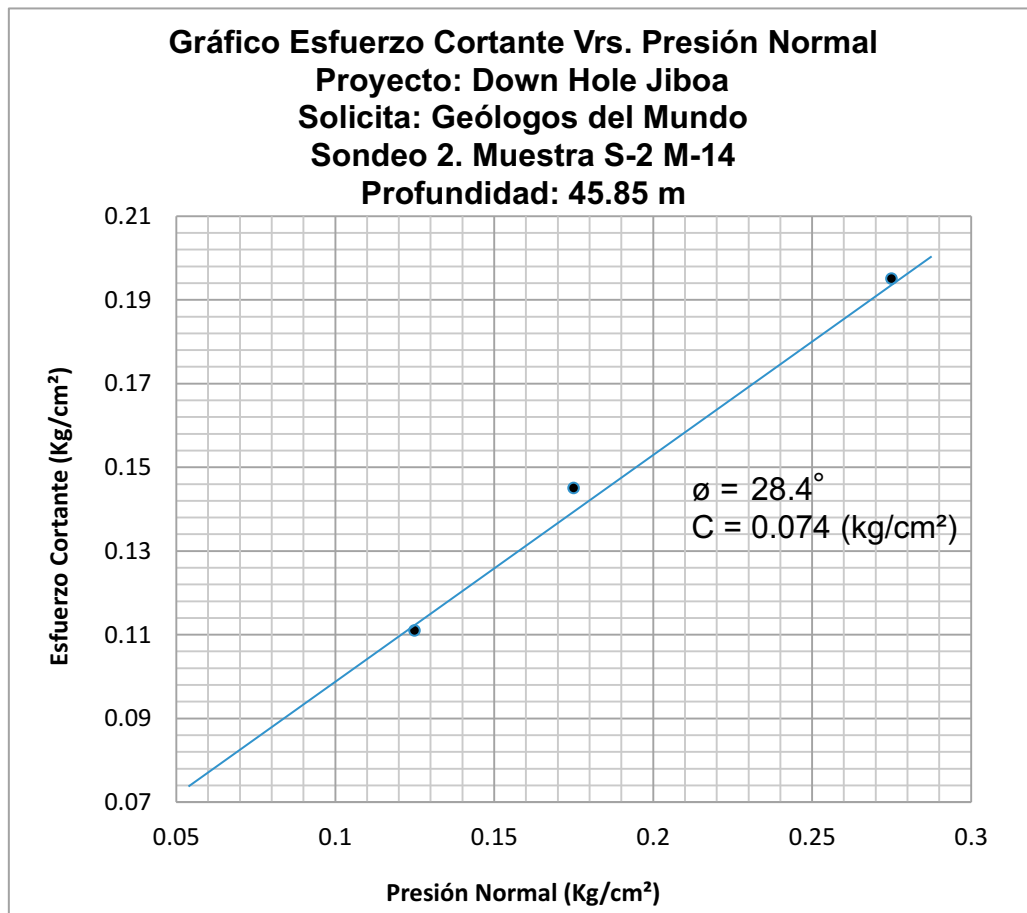
UNIVERSIDAD DE EL SALVADOR  
FACULTAD DE INGENIERIA Y ARQUITECTURA  
ESCUELA DE INGENIERIA CIVIL



ENSAYO DE CORTE DIRECTO  
ASTM D 2850

Solicita: Geólogos del Mundo  
Proyecto: Down Hole Jiboa  
Ubicación:  
Muestra No. S-2 M-14  
Sondeo No. 2  
Profundidad: 45.85m

No. Solicitud  
Hoja No. 5/16  
Laboratorista C. Morataya  
Elaboró E. Lopez  
Fecha Agosto de 2012



Ing. Ramón Evelio López  
Jefe del Laboratorio



Tabla IV.5: Resultados de los ensayos de corte directo.

Muestra	Tipo	Clasificación SUCS <sup>a</sup>	Laboratorio	Tipo de ensayo	Norma seguida	Carga normal (kg/cm <sup>2</sup> ) <sup>b</sup>	Velocidad (mm/min)	c (kN/m <sup>2</sup> ) <sup>c</sup>	$\varphi$ (°) <sup>d</sup>
JC-3 M-2	Remoldeada	CL	Suelos y Materiales S.A.	consolidado- drenado (CD)	ASTM D 3080-04	11 / 16 / 21	1	10,8 (c')	37 (φ')
S-2 M-13	Remoldeada	GP	Escuela Ingeniería Civil, UES	consolidado- drenado (CD)	ASTM D 3080-04	14,5 / 19,5 / 24,5	1	11,8 (c')	32,6 (φ')
S-2 M-14	Remoldeada	SP	Escuela Ingeniería Civil, UES	consolidado- drenado (CD)	ASTM D 3080-04	12,5 / 17,5 / 27,5	1	7,3 (c')	28,4 (φ')
JJAN-1	Remoldeada	SM	Ingeniería Geológica, UCM	no consolidado-no drenado (UU)	UNE 103401:1998	0,5 / 1 / 2	0,5	30,4 (c <sub>u</sub> )	13,5 (φ <sub>u</sub> )
	Remoldeada			consolidado-no drenado (CU)	UNE 103401:1998	0,5 / 1 / 2	0,5	8,8 (c <sub>cu</sub> ) / 17,7 (c <sub>R</sub> )	26,6 (φ <sub>cu</sub> ) / 30,9 (φ <sub>R</sub> )

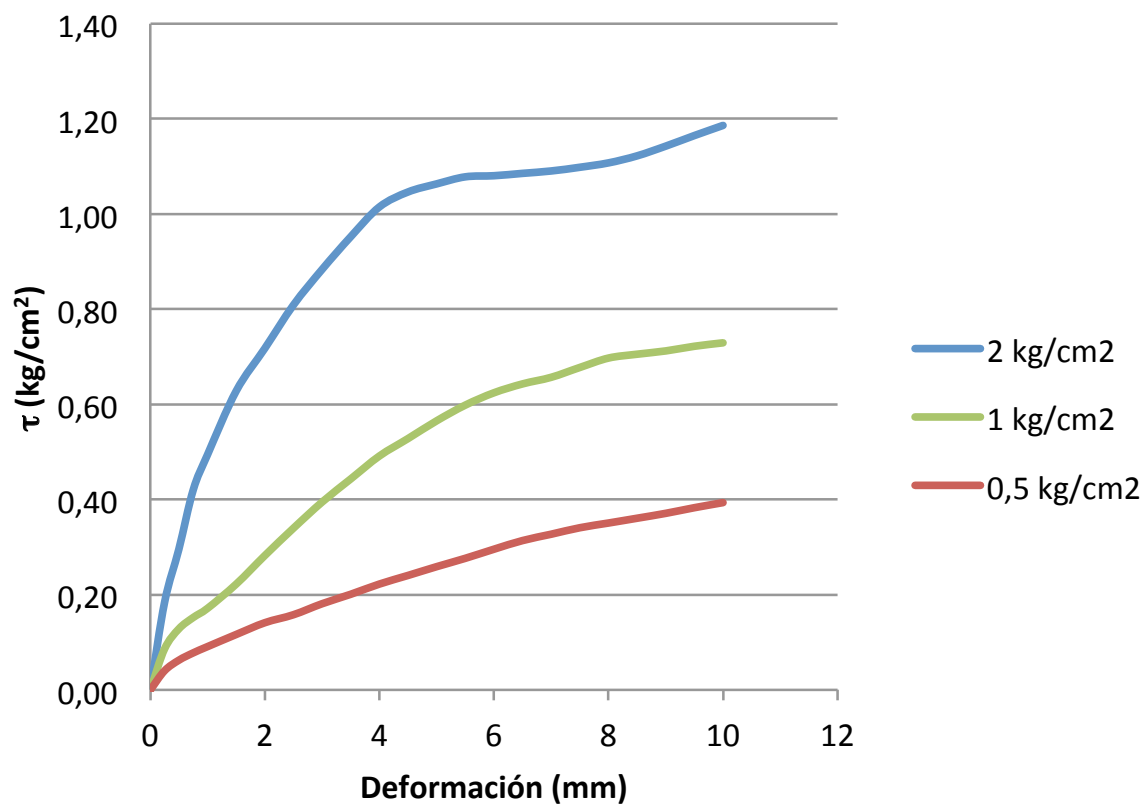
<sup>a</sup> Sistema Unificado de Clasificación de Suelos (SUCS): CL - arcilla magra arenosa; GP - grava pobremente graduada con arena; SP - arena pobremente graduada; SM - arena limosa

<sup>b</sup> Cargas verticales empleadas

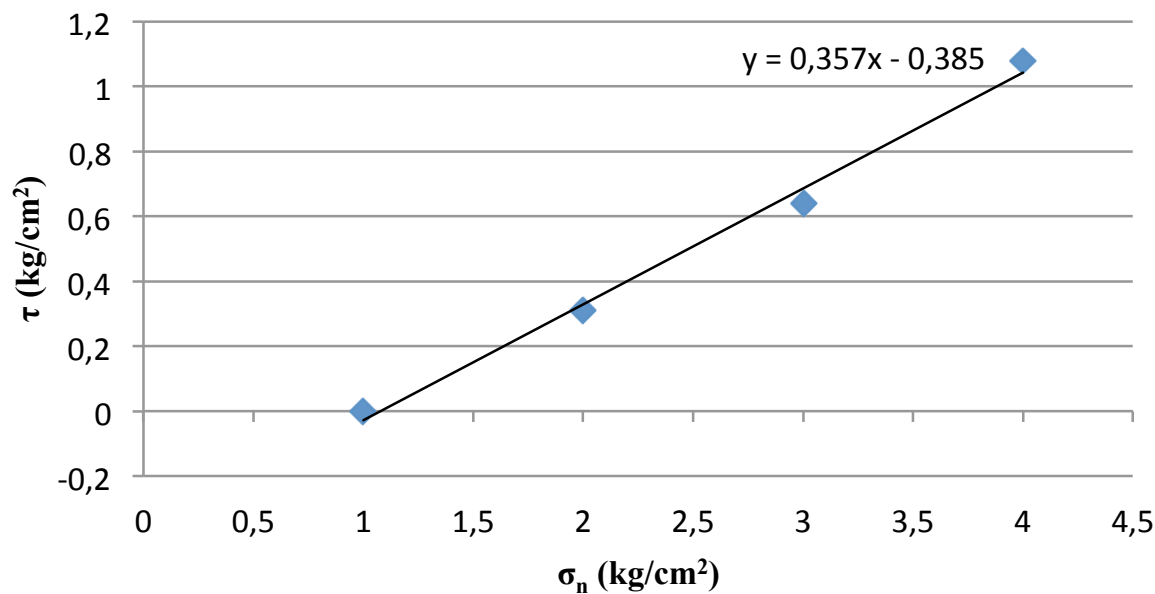
<sup>c</sup> Cohesión: c' - efectiva; c<sub>R</sub> - residual; c<sub>u</sub> - en condiciones no drenadas; c<sub>cu</sub> - en condiciones de consolidación-no drenado

<sup>d</sup> Ángulo de rozamiento interno: φ' - efectivo; φ<sub>R</sub> - residual; φ<sub>u</sub> - en condiciones no drenadas; φ<sub>cu</sub> - en condiciones de consolidación-no drenado

Curva  $\tau$ - $\Delta x$

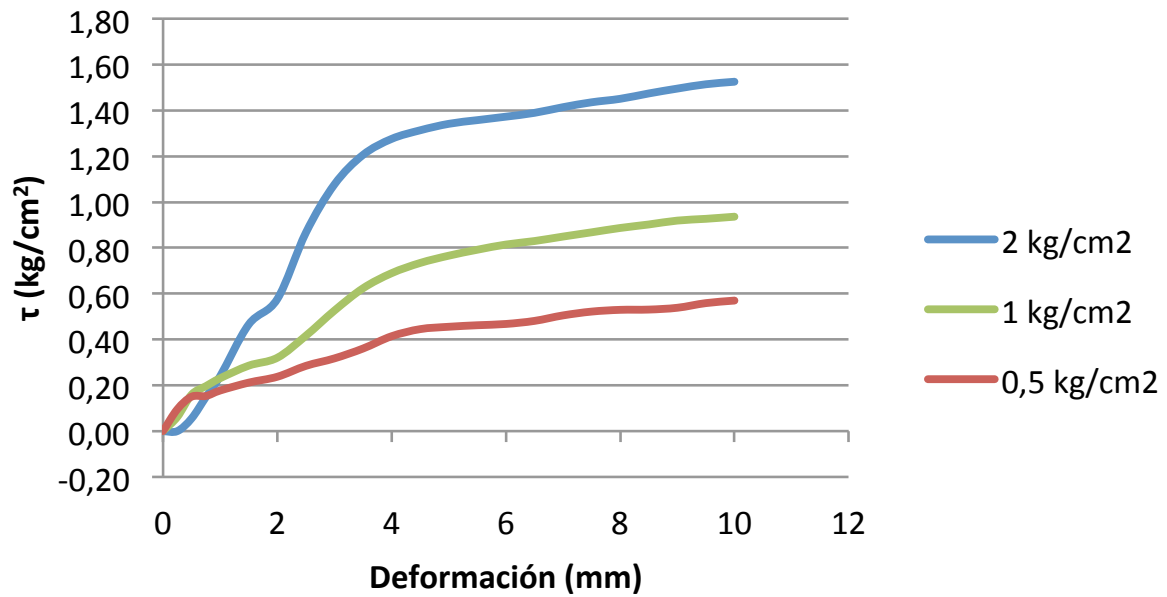


Resistencia al corte

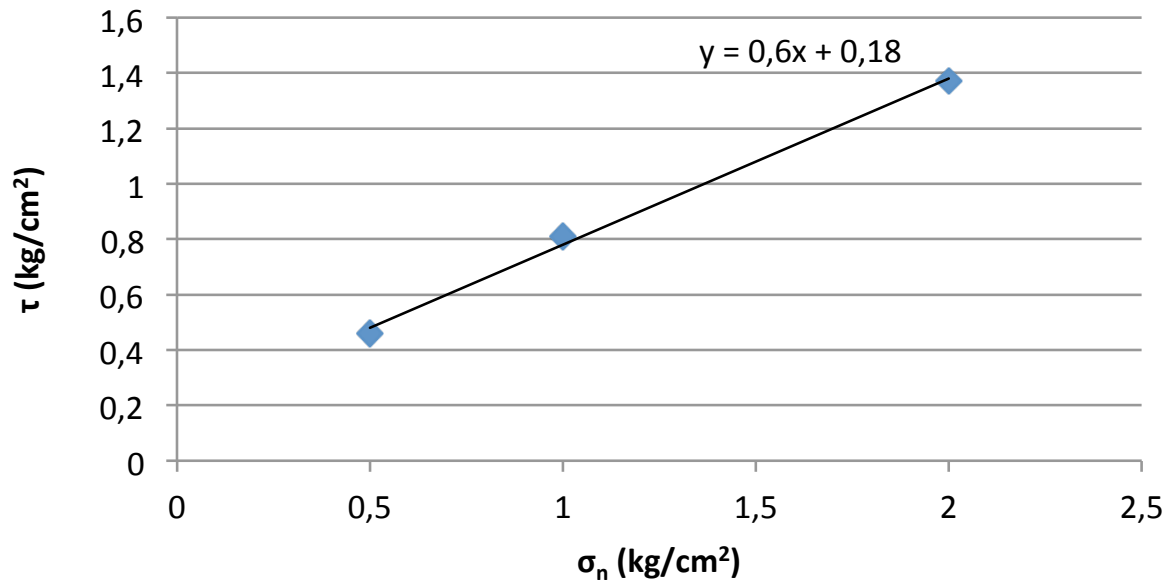




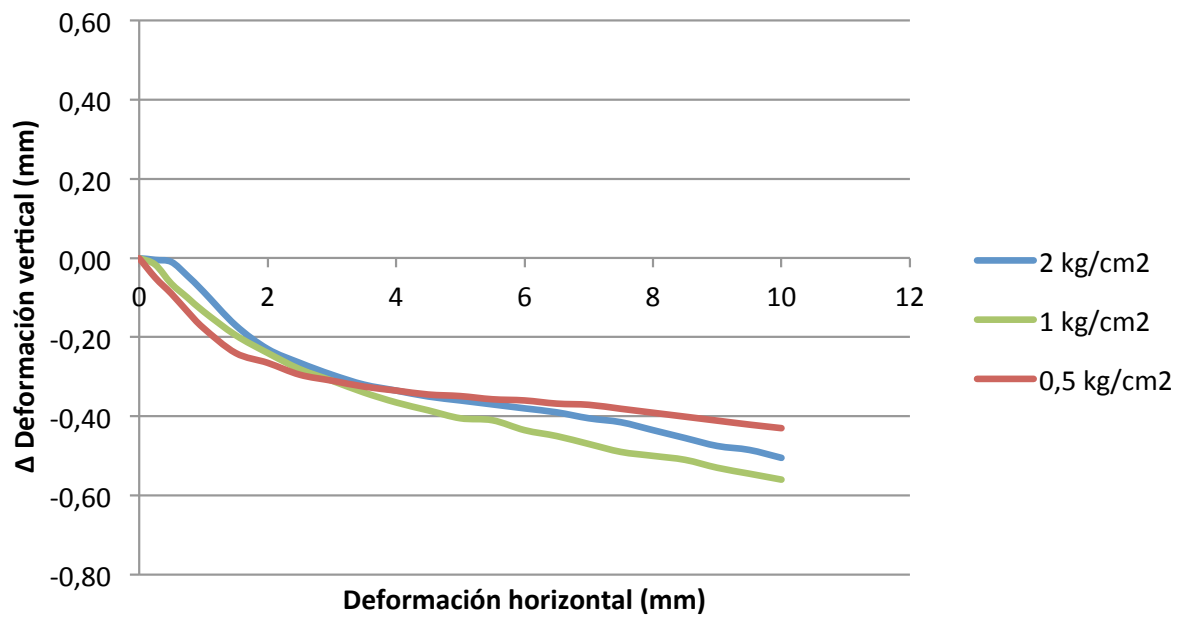
## Curva $\tau$ - $\Delta x$ residual



## Resistencia al corte (residual)

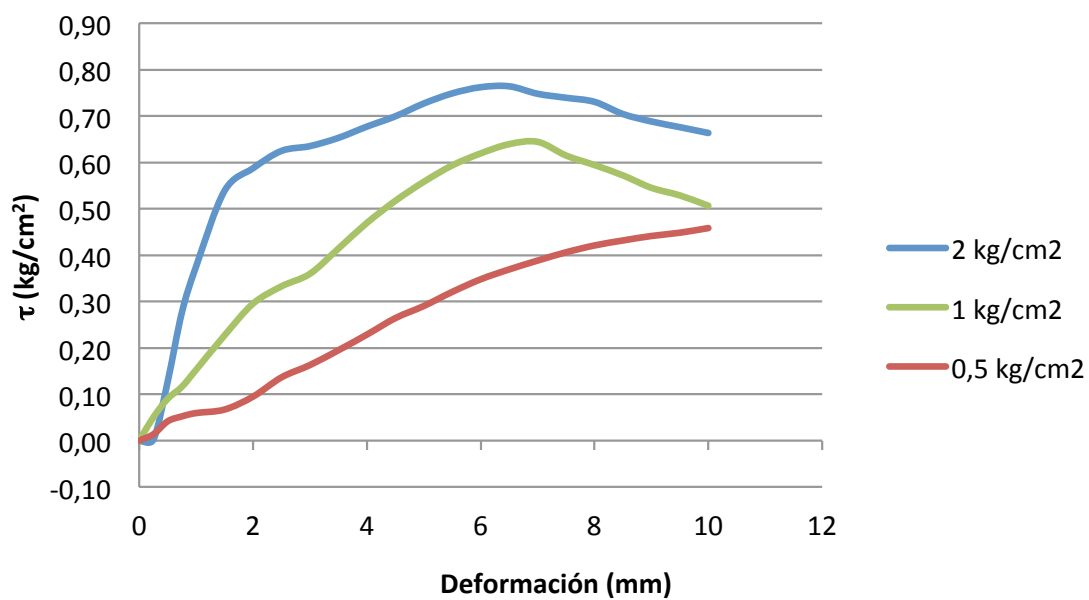


## Dilatancia

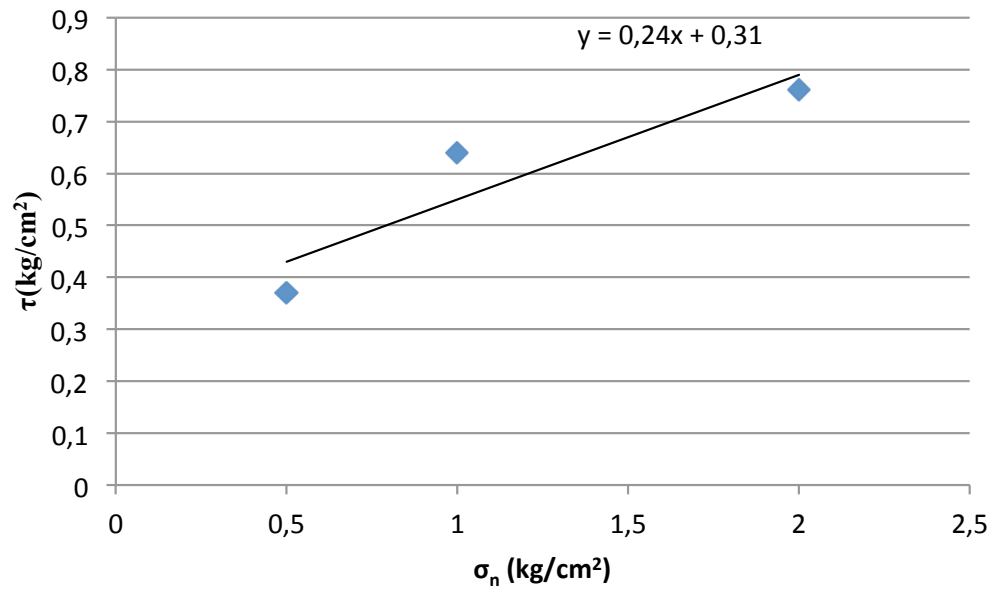


JJAN-1 (U)

## Curva $\tau$ - $\Delta x$



## Resistencia al corte



## Dilatancia

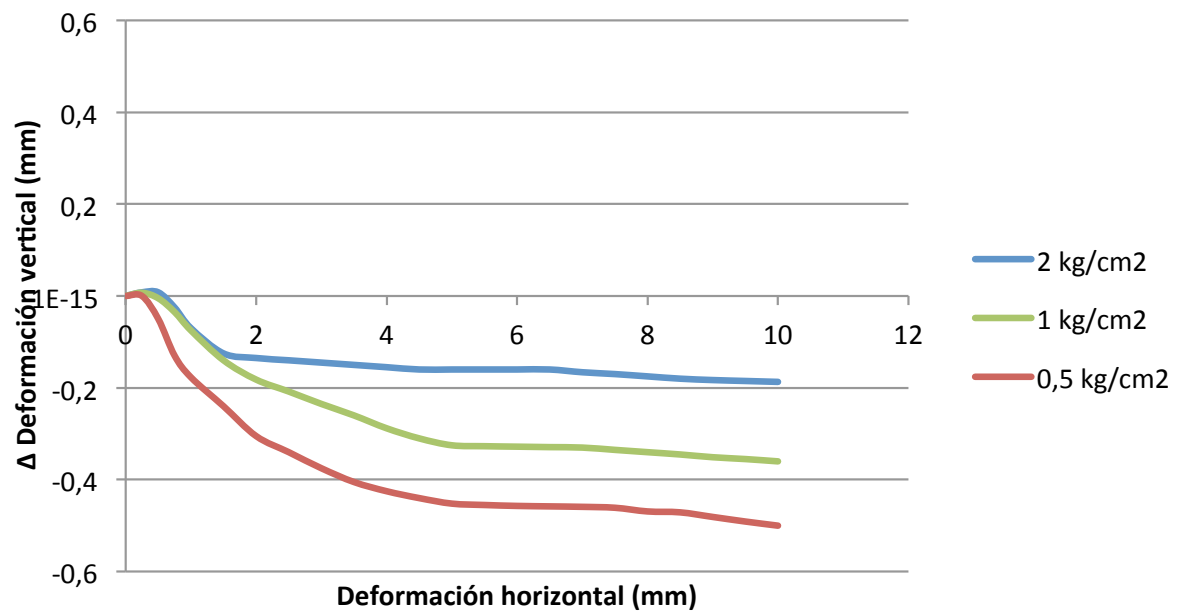


Tabla IV.6: Resultados del ensayo de colapso.

Muestra	Tipo	$W_i$ (%) <sup>a</sup>	$W_f$ (%) <sup>b</sup>	$H_T$ (mm) <sup>c</sup>	$\phi$ (mm) <sup>d</sup>	$G_s$ (g/cm <sup>3</sup> ) <sup>e</sup>	$P_i$ (kg/cm <sup>2</sup> ) <sup>f</sup>	$I^g$	$I_c^h$	$e_i^i$	$e_f^j$
JJAN-1 Probeta 1	Inalterada	1,94	34,43	20	49,5	2,24	2	4,03	3,95	0,99	0,88
JJAN-1 Probeta 2	Inalterada	1,93	33,33	20	49,5	2,24	2	1,04	1,01	0,96	0,88

<sup>a</sup> Humedad inicial

<sup>b</sup> Humedad final

<sup>c</sup> Altura inicial de la probeta

<sup>d</sup> Diámetro de la probeta

<sup>e</sup> Peso específico de las partículas

<sup>f</sup> Presión vertical aplicada en el momento de inundar la muestra

<sup>g</sup> Índice de colapso

<sup>h</sup> Potencial porcentual de colapso

<sup>i</sup> Índice de huecos inicial

<sup>j</sup> Índice de huecos final

Tabla IV.7: Coeficiente de absorción.

Muestra	Naturaleza	$m_d$ (g) <sup>a</sup>	$m_s$ (g) <sup>b</sup>	$A_b$ (%) <sup>c</sup>
MZN-1b S-2	Suelo muy duro	10,180	12,785	20,4
MZN-2	Suelo muy duro	30,126	†	-
MMN-8	Suelo muy duro	9,073	‡	-
M-5	Roca	30,310	30,998	2,2
S-2 MMN-4	Roca	16,644	16,930	1,7
S-2 M-11	Roca	53,549	54,445	1,6

<sup>a</sup> Masa de la muestra tras secado en estufa a 110 °C durante 24 h

<sup>b</sup> Masa de la muestra saturada en agua

<sup>c</sup> Coeficiente de absorción

† Se deshizo inmediatamente. Mucha capilaridad

‡ Se deshizo al cabo de una hora







